OPERA LILLOANA Nº 52

N. Nasif / G. Esteban / J. Chiesa / A. Zurita / S. Georgieff

MIOCENO al PLEISTOCENO

del centro y norte de Argentina



Fundación Miguel Lillo
TUCUMÁN – ARGENTINA

MIOCENO AL PLEISTOCENO
DEL CENTRO Y NORTE DE ARGENTINA

OPERA LILLOANA Nº 52

Mioceno al Pleistoceno del centro y norte de Argentina

N. Nasif
G. Esteban
J. Chiesa
A. Zurita
S. Georgieff

— Editores —



Fundación Miguel Lillo
Ministerio de Educación, Cultura, Ciencia y Tecnología de la Nación
Ley 12.935 – Tucumán – República Argentina

— 2019 —

Mioceno al Pleistoceno del centro y norte de Argentina / Nasif, Norma Lidia ... [et al.]. - 1a ed.- Tucumán: Fundación Miguel Lillo, 2019.
Libro digital, PDF

Archivo Digital: descarga y online
ISBN 978-950-668-035-0

1. Ciencias Geológicas. I. Nasif, Norma Lidia,
CDD 558.2

Opera lilloana
Serie monográfica de la Fundación Miguel Lillo que incluye temas de botánica, zoología y geología en trabajos de investigación original.

Correo electrónico: actageologicalilloana@gmail.com

ISSN 950-668-010-8

Fundación Miguel Lillo, 2019.
www.lillo.org.ar

Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 251, (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina.
Telefax +54 381 433 0868
www.lillo.org.ar

Editora del Área Geología: Ana Fogliata.
Secretaria editorial: Lucía Ibañez.
Editor gráfico: Gustavo Sánchez
Imagen de tapa: Afloramientos neógenos de las Sierras Pampeanas Noroccidentales. “El Puerto”, Campo El Jarillal (Catamarca). Fotografía: Graciela Irene Esteban, 15 de marzo de 2011.

Ventas:
Centro de Información Geo-Biológico del Noroeste Argentino,
Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 251, (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina.
Correo electrónico: biblioteca@lillo.org.ar

Ref. bibliográfica: Nasif, N.; Esteban, G.; Chiesa, J.; Zurita, A.; Georgieff, S. (eds). 2019. «Mioceno al Pleistoceno del centro y norte de Argentina». *Opera lilloana* 52, Fundación Miguel Lillo, Tucumán, Argentina.

ISBN 978-950-668-035-0

ÍNDICE

Capítulo 2: Plioceno

Capítulo 3: Pleistoceno

PRÓLOGO

Este volumen compila los resultados de los tres primeros «Simposios del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina», que se desarrollaron en las ciudades de San Miguel de Tucumán (2012), Diamante (2013) y Corrientes (2015). Estos eventos se constituyeron en espacios interdisciplinarios de actualización del conocimiento y debate de problemáticas que atraviesan a los diferentes grupos de investigación en varias regiones del país. Así, el objetivo de esta propuesta es presentar una obra actualizada y con información integrada acerca del conocimiento paleontológico y geológico del lapso Mioceno-Pleistoceno en el Centro y Norte de Argentina. Cabe destacar que como primera producción emanada de estos eventos se elaboró una tabla, en la que se expone de manera sintética información sobre la estratigrafía, paleontología, cronología y ambientes de sedimentación. Estos datos se pueden visualizar en la página de internet de la Asociación Paleontológica Argentina.

Esta obra tiene como eje organizador el tiempo geológico y se estructura en tres capítulos: Mioceno, Plioceno y Pleistoceno. Cada uno de ellos involucra trabajos sobre el NOA, NEA, Cuyo y Región Pampeana, enfocados en la Estratigrafía, Paleontología y Paleoambientes. Las contribuciones en esta obra involucran a 72 autores, integrantes de las universidades nacionales de San Luis, Córdoba, Buenos Aires (CABA, La Plata, Mar del Plata), Entre Ríos, Corrientes, Salta, Mendoza, San Juan, La Pampa, Tucumán y La Rioja; los que desarrollan investigaciones en diferentes centros, laboratorios, museos y otras instituciones (CECOAL, CICYTTP, INCITAP, INSUGEO, CRILAR, IANIGLA, FML, INECOA, INGEO, CEGA, SEGEMAR, YPF Tecnología S.A.).

Pretendemos que este volumen de integración y síntesis constituya una primera contribución y sea de utilidad para las investigaciones, como así también material de consulta para docentes, estudiantes de grado y/o postgrado en las universidades.

Desde el comité editorial agradecemos a todos los autores y revisores de los trabajos por su comprometida participación y aportes; así también a la Fundación Miguel Lillo, por la publicación del libro en su serie *Opera lilloana*.

Simposios del Mioceno-Pleistoceno del centro y norte de Argentina





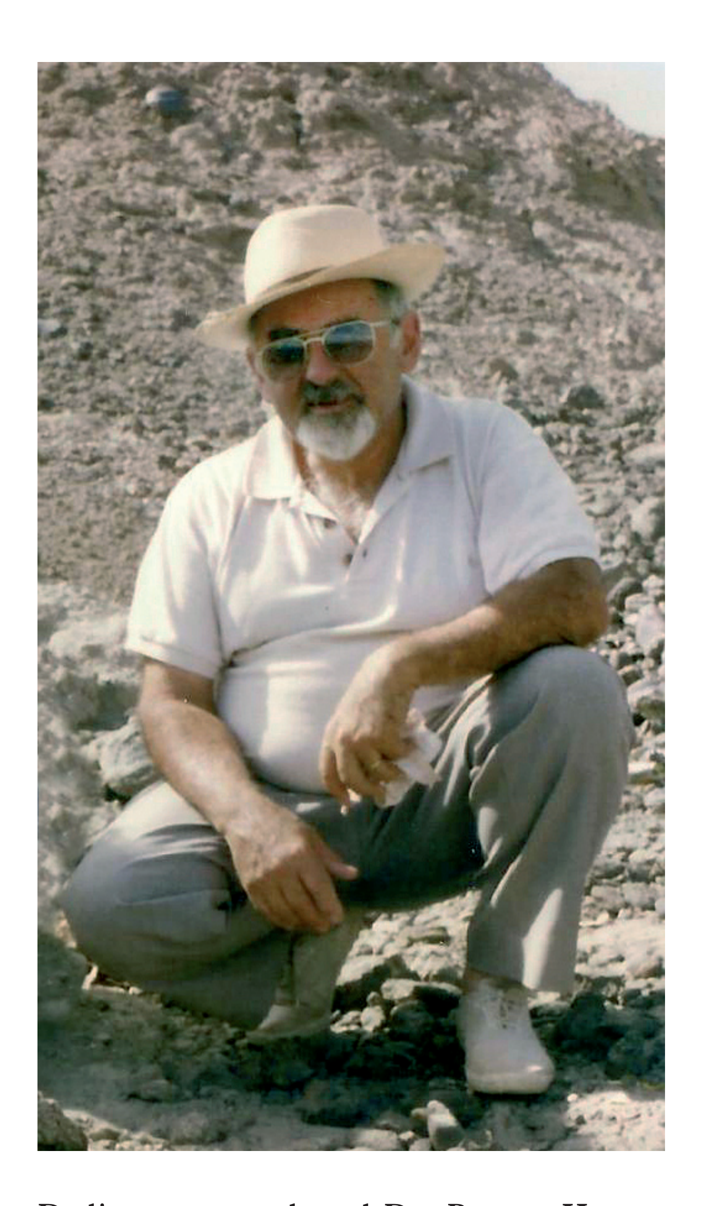
En Tucumán, setiembre 2012.



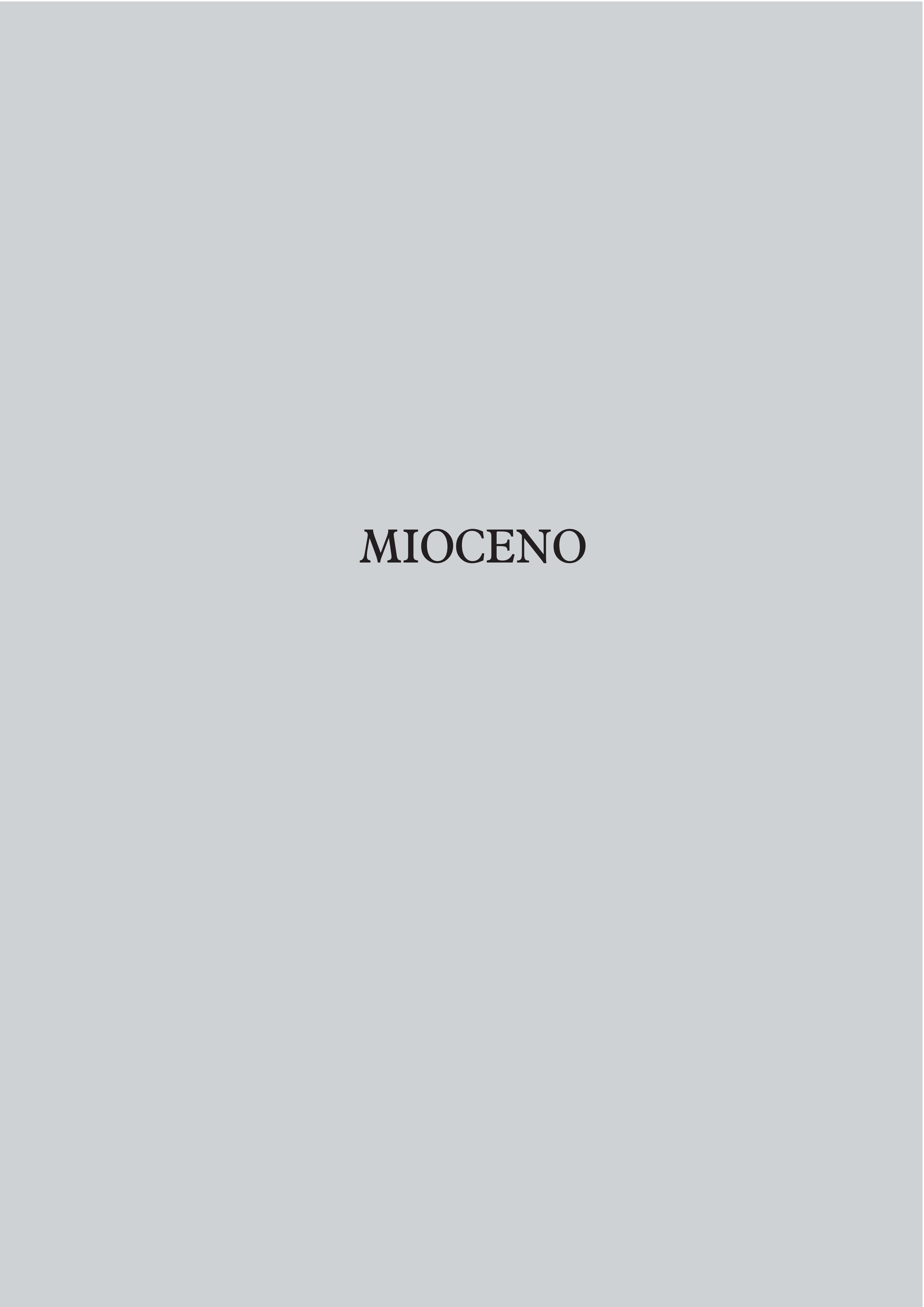
En Diamante, setiembre 2013.



En Corrientes, setiembre 2015.



Dedicamos esta obra al Dr. Rafael Herbst (1936-2017), quien participó en el proyecto inicial de la elaboración de este libro y activamente en los simposios que produjeron los trabajos que aquí se presentan. El Dr. Herbst siempre será recordado en el ámbito de la Paleontología por su fecunda trayectoria científica, su amplia contribución al enriquecimiento de las colecciones y su labor como formador de investigadores y grupos de trabajo. Así también, su carisma y entusiasmo por las tareas de campo estimularon a numerosas generaciones de paleontólogos en las distintas ramas de esta disciplina.



MIOCENO

Estratigrafía, paleontología y paleoambientes del Mioceno temprano y medio del Centro y Norte de Argentina

Hugo G. Marengo[1], Analía Forasiepi[2], Jorge O. Chiesa[3]

[1] SEGEMAR, España 1425, 8° piso, 5500, Mendoza, Argentina.
Correspondencia a Hugo G. Marengo: hugomarengo@gmail.com
[2] IANIGLA, CCT-CONICET-Mendoza, Av. Ruiz Leal s/n, 5500, Mendoza, Argentina.
borhyaena@hotmail.com
[3] Departamento de Geología (F.C.F.M.y N.-U.N.S.L), Ejército de los Andes 950, 5700, San Luis, Argentina. chiesa@unsl.edu.ar

RESUMEN

Palabras clave:
Evolución tectónica
Depósitos sinorogénicos
Ingresiones marinas
Evolución ambiental

Se revisan los principales antecedentes tectónicos, estratigráficos y paleontológicos de las regiones que integran el centro y Norte de Argentina, para el período comprendido entre el Mioceno temprano y medio. Los avances producidos en los últimos años en la datación de las principales columnas estratigráficas, permiten brindar un esquema evolutivo coherente para toda la región. En forma sintética se puede considerar que el registro estratigráfico del Paleógeno fue relativamente escaso, y limitado principalmente a la región andina. Por su parte, los depósitos del Mioceno temprano y medio poseen un importante desarrollo vertical y superficial, y corresponden a una gran variedad de ambientes, desde depósitos pedemontanos a marinos someros. Los principales condicionantes en la distribución y variaciones de estos depósitos son de origen tectónico, relacionados a la migración del frente orogénico andino hacia territorio argentino, con claras diferencias latitudinales, y a las variaciones en la tasa y oblicuidad de convergencia entre las placas de Nazca y América del Sur. Otro factor importante fueron las variaciones eustáticas globales, que generaron dos grandes ingresiones marinas, de procedencia atlántica, coincidentes con períodos de fuerte incremento de la subsidencia. El ascenso de la cordillera de los Andes favoreció la formación de ambientes de marcada aridez en el área andina. En cambio, hacia el este dominaron los ambientes de pradera y marinos someros. En líneas generales, a lo largo de todo el Mioceno, se habría producido una disminución gradual de la temperatura en los ambientes continentales y marinos, y un incremento de la aridez.

ABSTRACT

Keywords:
Tectonic evolution
Synorogenic deposits
Marine ingressions
Environmental evolution

"Stratigraphy, Paleontology and Paleoenvironments of the Early and Middle Miocene of Central and Northern Argentina". The main tectonic, stratigraphic and paleontological features of the Early and Middle Miocene, in the center and North of Argentina, are reviewed. The advances made in the last years in the dating of the main stratigraphic columns, allow to provide a consistent evolutionary scheme for the whole region. The stratigraphic record of the Paleogene can be considered small, mainly limited to the Andean region. On the other hand, the deposits of the Early and Middle Miocene possess a great vertical and superficial development, and correspond to a great variety of environments, from piedmont to shallow marine deposits. The main conditioners in the distribution and variation of these deposits are of tectonic origin, related to the migration of the Andean orogenic front towards the Argentine territory, with clear latitudinal differences, and to the variations in the rate and obliquity of convergence between Nazca and South America plates throughout the Miocene. Another important factor was the global eustatic variations, which generated two large marine ingressions of Atlantic origin, coinciding with periods of strong subsidence increase. The uplift of the Andes favored the formation of environments with marked aridity in the Andean area. On the other hand, the eastern plains were dominated by prairie and shallow marine environments. In general, throughout the Miocene, there would have been a gradual decrease in temperature in continental and marine environments, and an increase in aridity.

INTRODUCCIÓN

La vasta distribución de los depósitos del Mioceno temprano y medio en el centro y Norte de Argentina permite numerosos esquemas de ordenamiento. Se sigue la división de provincias geológicas según Ramos (1999a), con escasas excepciones, agrupadas según grandes regiones geográficas. Las provincias geológicas fueron definidas principalmente sobre la base de características estructurales y de la constitución de la estratigrafía pre-cenozoica; en consecuencia es importante tener en cuenta que los depósitos neógenos no siempre se circunscriben a estos límites, y son numerosas las unidades compartidas entre dos o más regiones.

La nomenclatura estratigráfica es extremadamente profusa, y su discusión en detalle está más allá de los objetivos de esta contribución, por lo tanto en los cuadros estratigráficos se colocó la mayor cantidad de información posible sin menoscabo de la legibilidad. Debido a que el principal objetivo es brindar un amplio panorama sobre la evolución estratigráfica, paleoambiental y paleontológica, se da mayor relevancia a las unidades con contenido paleontológico u otros indicadores ambientales. De todos modos, es imposible soslayar la impronta tectónica o la actividad ígnea, de importancia fundamental en la evolución del territorio durante el Neógeno; por ello, en cada sector estudiado se expone una síntesis actualizada de ambos factores.

Se discuten las principales características de cada cuenca depositacional, y los lineamientos fundamentales de las divisiones estratigráficas más aceptadas; se mencionan las unidades neógenas, y en ocasiones algunas más antiguas con el objetivo de contextualizar los depósitos de posible o probada edad miocena temprana a media. Estos últimos son los únicos descriptos con cierto detalle, y donde se mencionan los hallazgos paleontológicos. En los casos con excesiva abundancia de datos, se comentan los hallazgos fundamentales y se citan las fuentes para una consulta completa.

Contexto estratigráfico y estructural

Los depósitos sinorogénicos neógenos, en gran parte del área andina del centro y norte de Argentina, han sido clasificados históricamente mediante un criterio bastante sencillo, según edad decreciente, en base a los términos "calchaquense" (depósitos más o menos finos que culminan en arenas fluviales), "araucanense" (conglomerados fluviales con abundantes piroclastos, con posible intercalación de volcanitas), y "jujeño" (depósitos de abanicos aluviales), que identificaban columnas con ciertas características litológicas, y separadas por las fases tectónicas Quechua y Diaguita. Este esquema fue muy utilizado ante la falta de mejores elementos diagnósticos, y fue ampliamente aplicado en la bibliografía durante varias décadas. Los depósitos "calchaquenses" corresponderían aproximadamente a aquellos generados previamente al Mioceno tardío, pero de definición poco clara; los términos "araucanense" y "jujeño" se refieren a depósitos más jóvenes y quedan fuera del alcance de este trabajo. Según comentó Ramos (1999b), esta columna expresa la distancia al frente de los corrimientos, debido a que los límites son diacrónicos, o en otras palabras muestra la evolución desde depósitos distales a proximales. Además, el avance del frente orogénico puede canibalizar los depósitos previos, y en consecuencia solo se estaría observando la parte superior de la secuencia. Por lo tanto, es recomendable relativizar las correlaciones litológicas, y confiar principalmente en aquellos estudios que incluyan análisis magnetoestratigráficos, dataciones absolutas, bioestratigrafía de alta definición o niveles guía.

Aunque diacrónicas, las grandes discordancias generadas durantes estas fases tectónicas parecen tener validez a una escala muy amplia. Los cuadros estratigráficos, para diferentes cuencas y provincias geológicas, muestran una aceptable correlación entre estas fases y los límites de las principales secuencias depositacionales. En el caso que nos ocupa, la fase Pehuenche, iniciada en torno del límite Oligoceno-Mioceno, marca con pocas excepciones, el comienzo de la depositación de potentes columnas neógenas, luego de muy prolongados hiatus que abarcaron gran parte o la totalidad del Paleógeno. Un hábito bastante común ante la carencia de datos objetivos, fue completar la columna cenozoica, tanto en la región andina como en la cuenca Chacoparanense, por debajo de los depósitos del Mioceno tardío, y de este modo se propusieron numerosas unidades paleógenas. A medida que se fueron aplicando técnicas más objetivas, muchas de estas columnas están siendo restringidas al Neógeno.

Se resume la evolución geológica de la región andina en un contexto temporal y regional amplio, a partir principalmente del trabajo de Charrier *et al.* (2009). Hacia el Eoceno medio se produjo la orogenia Incaica, con la formación de la Cordillera Incaica en Chile por inversión de las estructuras extensionales previas. Su manifestación en el territorio argentino adyacente es aún poco clara, excepto en el NOA, ya que varias unidades previamente consideradas eocenas, en los últimos años han podido ser asignadas al Neógeno. Entre el Eoceno medio y fines del Oligoceno, al norte de los 27° LS, la actividad ígnea fue principalmente plutónica, y se desarrolló una cuenca de retroarco hacia el este, con depositación clástica en las regiones de la Puna y la Cordillera Oriental (Formación Quebrada de los Colorados). Al Sur de los 27° LS, se formó la cuenca de Abanico en torno al límite entre Chile y Argentina; esta cuenca, de tipo extensional e intra-arco, alojó depósitos de hasta 3000 m de potencia. Hacia fines del Oligoceno, en relación con el aumento en la velocidad de convergencia entre las placas (Somoza, 1998: fig. 14), comenzó un período compresivo conocido como fase Pehuenche, el cuál habría continuado hasta el Mioceno tardío, con pulsos sucesivos, los últimos conocidos también como fases Quechua inicial y final, o Quechua I y II. Durante esta fase se produjo la inversión de la cuenca de Abanico y la posterior depositación de la Formación Farellones, en tanto que la deformación y el plutonismo fueron migrando hacia el territorio argentino. La estructuración de las fajas plegadas y corridas habría comenzado durante el Mioceno temprano, según la información conocida de los conglomerados Penitentes y Tunuyán, entre otras unidades de la región (Vicente, 2005; Giambiagi *et al.*, 2016), y evolucionó hacia el este a lo largo de todo el Neógeno, como se verá con mayor detalle. En cuanto a la región extraandina, la información es sensiblemente menor; en líneas generales la mayor parte del territorio no registra depósitos de probada edad paleógena, y las unidades neógenas se apoyan directamente sobre rocas mucho más antiguas (proterozoicas a mesozoicas). Prácticamente toda la región se habría comportado como un alto desde fines del Cretácico hasta fines del Oligoceno, cuando comenzó la subsidencia en la cuenca Chacoparanense, en coincidencia con el comienzo de la fase Pehuenche, aunque no están aún totalmente claros los mecanismos tectónicos involucrados. Estos mecanismos que generaron los episodios de subsidencia durante el Mioceno son explicados en la actualidad mediante una combinación de carga litosférica y topografía dinámica, en un contexto de subducción de bajo ángulo (Astini *et al.*, 2014; Dávila y Lithgow-Bertelloni, 2013).

El comienzo de la subsidencia coincidió en líneas generales con la primer gran transgresión atlántica que depositó la Formación Laguna Paiva, y que habría concluido hacia los 21 Ma (Marengo, 2015), en relación a descensos relativos tanto del nivel eustático global como de la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica. Posteriormente la región estuvo dominada por depositación continental, principalmente fluvial y eólica, hasta comienzos del Mioceno medio, cuando se verificó una disminución en la oblicuidad entre las placas, que habría favorecido un nuevo aumento en la subsidencia, coincidiendo en forma aproximada con un ascenso eustático hacia los 15 Ma. Este último favoreció un nuevo ingreso marino, cuyos depósitos son conocidos como Formación Paraná y equivalentes. La disminución en la intensidad de la convergencia durante el Mioceno tardío, produjo

menores tasas de subsidencia y los ambientes marinos se fueron retirando paulatinamente hacia el este, culminando aproximadamente alrededor de los 10-9 Ma.

El Mioceno temprano y medio fue un lapso fundamental para la configuración del territorio del centro y norte de la Argentina. A grandes rasgos, durante comienzos del Mioceno se produjo el inicio de la estructuración andina (fase Pehuenche), la cual luego de un lapso de menor intensidad registró un climax hacia el Mioceno medio (fase Quechua I o inicial). Esta actividad orogénica produjo grandes cantidades de sedimentos acumulados en potentes secuencias de antepaís, que alcanzaron el margen oriental del territorio en forma de mantos de espesor esencialmente homogéneo. La actividad volcánica fue muy importante, aunque con variaciones latitudinales según los momentos, y sus productos detríticos son parte fundamental del registro sedimentario.

Para completar este cuadro fueron muy relevantes las dos grandes ingresiones marinas que se produjeron en forma aproximadamente contemporánea a los períodos de mayor deformación; sus depósitos ocupan la casi totalidad del subsuelo de la región Chacopampeana, y se extienden hacia el Norte y el Oeste, aunque sus límites no han sido determinados en su totalidad. Estas transgresiones constituyen dos horizontes de gran valor estratigráfico, que permitieron en muchas ocasiones calibrar la edad relativa de los depósitos continentales adyacentes.

Ambiente y paleogeografía

Como consecuencia de estos cambios geológicos, se produjeron momentos de dominio exclusivo de los ambientes continentales o de los ambientes marinos someros, y la simultánea migración de los ambientes de transición. Las líneas de costa fueron muy cambiantes, reguladas principalmente por las variaciones del nivel del mar, las áreas positivas (alto central del Chaco, Sierras Pampeanas incipientes, etc), y por la progradación de las cuñas de sedimentos del antepaís andino.

En tanto que el contenido paleontológico indica que existieron condiciones cálidas a templadas para ambas transgresiones marinas, con un leve deterioro desde el Mioceno temprano al medio-tardío (Marengo, 2015). En los ambientes continentales se verifica una aridización progresiva, principalmente en los depósitos sinorogénicos, como consecuencia del alzamiento de la Cordillera de los Andes (Jordan *et al.*, 1997). Por su parte, la gran extensión ocupada por ambas transgresiones necesariamente habría producido cambios muy significativos en las condiciones climáticas de las áreas emergidas (régimen de lluvias, circulación atmosférica, temperaturas), y como consecuencia variaciones marcadas en los procesos de meteorización y transporte de sedimentos, aunque estos aspectos son aún muy poco conocidos.

Principales rasgos paleontológicos

Los hallazgos de vertebrados fósiles del Mioceno temprano son aún escasos para la región; se restringen a las Formaciones Mariño (Rusconi, 1949; Zavattieri *et*

al., 2001; Cerdeño *et al.*, 2006; Cerdeño, 2007; Cerdeño y Vucetich, 2007; Villafañe *et al.*, 2012), Chinches (Rusconi, 1946; Contreras, 1989; López *et al.*, 2011), y Aisol (Soria, 1983; Forasiepi *et al.*, 2011, 2015; Agnolin y Noriega, 2012; Garrido *et al.*, 2014) del tardío Mioceno temprano (Edad Santacrucense). No se han registrado aun restos de vertebrados correspondientes al Mioceno medio en esta zona del país. Las asociaciones de vertebrados del Mioceno temprano estuvieron caracterizadas por los grupos endémicos sudamericanos (notoungulados, litopternas, astrapoterios, xenartros, roedores, marsupiales), escenario que persistió durante el Mioceno medio. Durante el Mioceno tardío fueron reconocidos los hasta ahora más antiguos elementos de origen holártico (Carnivora), en vinculación al inicio del Gran Intercambio Biotico Americano (e.g., Cione *et al.*, 2015; Woodburne, 2010).

Considerando edades cronológicas similares entre las unidades cuyanas (e.g., formaciones Chinches y Aisol) y las mejor conocidas de la Patagonia (e.g., Formación Santa Cruz), resulta interesante mencionar que las asociaciones de vertebrados se distinguieron por sus elementos propios, lo que sugiere cierto provincialismo establecido para el Mioceno temprano (e.g., López *et al.*, 2011; Forasiepi *et al.*, 2015; ver también Croft *et al.*, 2009).

Durante el Mioceno medio, los ecosistemas terrestres fueron influidos por el mar Paranaense y por un incremento en la aridización regional. En comparación con las faunas precedentes, los vertebrados pastadores casi duplicaron su importancia mientras que al contrario, los frugívoros y los ramoneadores redujeron su diversidad hasta casi un 25% (Ortíz Jaureguizar y Cladera, 2006). El cambio ambiental habría favorecido el desarrollo de pastizales y estepas, en detrimento de los ambientes forestados o sabanas, característicos de tiempos precedentes (Pascual *et al.*, 1996; Ortiz Jaureguizar y Cladera, 2006). Estos ambientes predominaron durante el Mioceno tardío-Plioceno, dando lugar a la llamada Edad de las Planicies Australes (Pascual *et al.*, 1996). Tradicionalmente se han considerado mamíferos del Mioceno medio como elementos de transición entre las faunas típicas del Mioceno temprano (Pansantacrucenses) y aquellas del Mioceno tardío-Plioceno (Araucanenses) (Pascual *et al.*, 1996).

Las asociaciones de palinomorfos del Mioceno temprano-medio tienen una buena representación en el centro y norte de la Argentina. En la Cordillera Frontal, existen registros de datos palinológicos en las formaciones Pachaco (Prámparo *et al.*, 1995, 1996); Chinches (Ottone *et al.*, 1998); La Ollita (Barreda *et al.*, 1998; Limarino *et al.*, 1999; Troilo *et al.*, 2000); Cerro Morado (Barreda *et al.*, 2003) y del Buey (Barreda *et al.*, 2006). El espectro polínico es bastante homogéneo y predominan los componentes herbáceo-arbustivos como quenopodiáceas, efedráceas, anacardiáceas, asteráceas y fabáceas. La participación de elementos neotropicales es significativa; se reconocen convolvuláceas y amarantáceas entre las más relevantes; en tanto que las familias australes (podocarpáceas y notofagáceas) son muy escasas o no han sido registradas. En los ambientes acuáticos se reconocieron potamogetonáceas, hidrocaritáceas, esparganiáceas/tifáceas, haloragáceas, restionáceas y malváceas (Barreda *et al.*, 2011).

En los valles Calchaquíes y en la Mesopotamia, para el Mioceno medio, se destacan las formaciones San José (Lutz, 1987; Anzótegui y Cristalli, 2000; Anzótegui,

2001, 2002a, 2002b, 2002c; Anzótegui y Herbst, 2003; Herbst *et al.*, 2000; Mautino, 2002, 2006; Mautino y Anzótegui, 2002; Mautino *et al.*, 2004), Paraná (Anzótegui y Garralla, 1985; Anzótegui, 1990; Aceñolaza y Aceñolaza, 1996; Zucol y Brea, 2000; Brea y Zucol, 2000; Brea, *et al.*, 2001; Anzótegui y Aceñolaza, 2006), Anta (Quattrocchio *et al.*, 2003) y Las Arcas (Martínez y Lutz, 2005). La vegetación se caracterizó por un claro balance entre comunidades xéricas herbáceo-arbustivas y bosques higrófilos. En las primeras dominaban las fabáceas mimosoideas, caesalpinoideas y papilionoideas, anacardiáceas, quenopodiáceas, poligaláceas, apocináceas, ramnáceas, cactáceas, zigofiláceas, poáceas y malváceas; en tanto que en las segundas eran frecuentes las lauráceas, mirtáceas, euforbiáceas y fabáceas papilionoideas arbóreas. También se destacan fabáceas, mimosoideas y anacardiáceas, actualmente restringidas a las regiones tropicales y subtropicales de América del Sur (Barreda *et al.*, 2011). La malacofauna, los microfósiles calcáreos y los palinomorfos de ambas transgresiones marinas son tratadas en detalle en el capítulo correspondiente a la Llanura Chacopampeana.

I. SECTOR ANDINO SEPTENTRIONAL

La región del NOA está caracterizada desde el punto de vista tectónico, por su localización en un tramo con subducción normal (Segmento Norte, Ramos 1999b), y por la migración del frente orogénico hacia el este; hacia el sur pasa a una zona de transición (Segmento de Transición, Ramos 1999b), hasta aproximadamente los 27º LS. El límite entre ambos sectores está marcado por el Lineamiento El Toro-Olacapato, que separa la Puna Septentrional de la Puna Austral y la Cordillera Oriental de Calchaquenia; a su vez la subcuenca de Olmedo separa las Sierras Subandinas del Sistema de Santa Bárbara.

Puna

La Puna está localizada al oeste de las provincias de Salta y Jujuy y NO de Catamarca; constituye un plateau elevado inclinado al NNE de unos 600 km en sentido norte-sur, entre los 22 y 27º LS aproximadamente. Está constituida por un basamento proterozoico, donde se desarrollaron diferentes cuencas con depósitos paleozoicos, y mesozoicos hasta paleógenos. El lineamiento El Toro-Olacapato separa la región en la Puna septentrional, donde los afloramientos más antiguos corresponden al Ordovícico, y la Puna austral, donde afloran rocas proterozoicas (Ramos, 1999a). Durante el Neógeno tuvo lugar una importante actividad eruptiva en el Arco Volcánico o Cordillera Occidental, situada en el margen occidental, y en numerosos sectores internos. La estructuración durante el Mioceno temprano a medio estuvo caracterizada por la formación de depocentros limitados por estructuras transpresivas a compresivas de rumbo general N-S. La actividad tectónica estuvo concentrada en dos períodos principales, la fase Pehuenche (Oligoceno tardío – Mioceno temprano) y Quechua I o inicial (Mioceno medio). El relleno de estas cuencas fue muy

importante hasta el Mioceno tardío, cuando comenzó el ascenso y erosión de los depósitos, período conocido como fase Quechua II o final (Mioceno tardío-Plioceno; Gorustovich *et al.*, 2011). Durante la fase Pehuenche se produjeron una serie de lineamientos sobre el basamento, de dirección general NW-SE, donde se formaron grandes edificios volcánicos, y entre los cuáles se desarrollaron las cuencas neógenas (Uyuni o Pozuelos, Olaroz, Arizaro y Antofalla). Estas últimas están limitadas hacia el oeste por el arco volcánico, y hacia el oriente por un alto estructural, a partir del cual se encuentran los depocentros de Tres Cruces y Calchaquí, en el límite con las provincias geológicas de Cordillera Oriental y Calchaquenia, respectivamente.

Los depósitos neógenos están dominados por sedimentitas continentales epiclásticas, depósitos volcaniclásticos, ignimbritas y rocas volcánicas (figura 1). La nomenclatura estratigráfica es muy vasta; en la figura 2 se han resumido y correlacionado las principales unidades descriptas en cada sector o cuenca (exceptuando la cuenca de Tres Cruces, tratada en el apartado correspondiente a la Cordillera Oriental). En las cuencas de la Puna los sedimentos más antiguos corresponden al Eoceno tardío o al Oligoceno temprano, según los casos. La sedimentación fue aparentemente continua hasta el Mioceno medio, aunque en ocasiones se identificaron discordancias asociadas a la fase Pehuenche (Gorustovich *et al.*, 2011). Durante el Mioceno temprano la sedimentación continental estuvo caracterizada por ambientes fluviales, lacustres y evaporíticos, representada en las formaciones Moreta, Arituzar y Potrero Grande, o por los depósitos del "calchaquense". Asimismo se reconocieron intercalaciones de ignimbritas y coladas mesosilícicas localizadas en diversos sectores de la región (Soler y Coira, 2002; Rubiolo, 1999). Estos depósitos clásticos y volcánicos continuaron durante el Mioceno medio, en algunos casos reconocidos con otros nombres; hacia fines de éste comenzó la inversión de los depósitos de las cuencas, como consecuencia de la fase Quechua I, se produjo un marcado incremento de la actividad ígnea principalmente concentrada en los lineamientos NW-SE, y se registraron discordancias angulares entre los depósitos del Mioceno tardío.

Durante los tiempos de la ingresión marina paranense (TEP) el margen oriental de la Puna ya se hallaba elevado, y en consecuencia no se habría producido el ingreso del mar, no obstante la presencia de sedimentos de playa con evaporitas y huellas de aves Charadriiformes señala la existencia de ambientes palustres extendidos, que podrían tener alguna relación con el ascenso del nivel de base asociado a la ingresión marina (Alonso, 2000). A partir del Mioceno tardío se registran depósitos de boratos debido a que las cuencas quedaron aisladas por un mayor ascenso del borde oriental puneño.

Del Mioceno temprano se conocen mineralizaciones de hierro asociadas a skarns, y depósitos de salares intercalados en la Formación Pozuelos (halita, yeso, boratos); en cambio para el Mioceno medio los depósitos con valor económico son de origen principalmente hidrotermal asociados a un volcanismo calco alcalino (Au-Ag, Pb-Ag-Zn, Sn-Ag, Cu, U) y pórfidos Cu-Au-Mo (Gorustovich *et al.*, 2011).

No se conocen hallazgos paleontológicos en unidades del Mioceno temprano-medio en la Puna; estos se limitan a huellas de aves (*Reyesichnus punensis*) en depósitos de la Formación Pozuelos, en el salar de Hombre Muerto (Alonso, 2000).

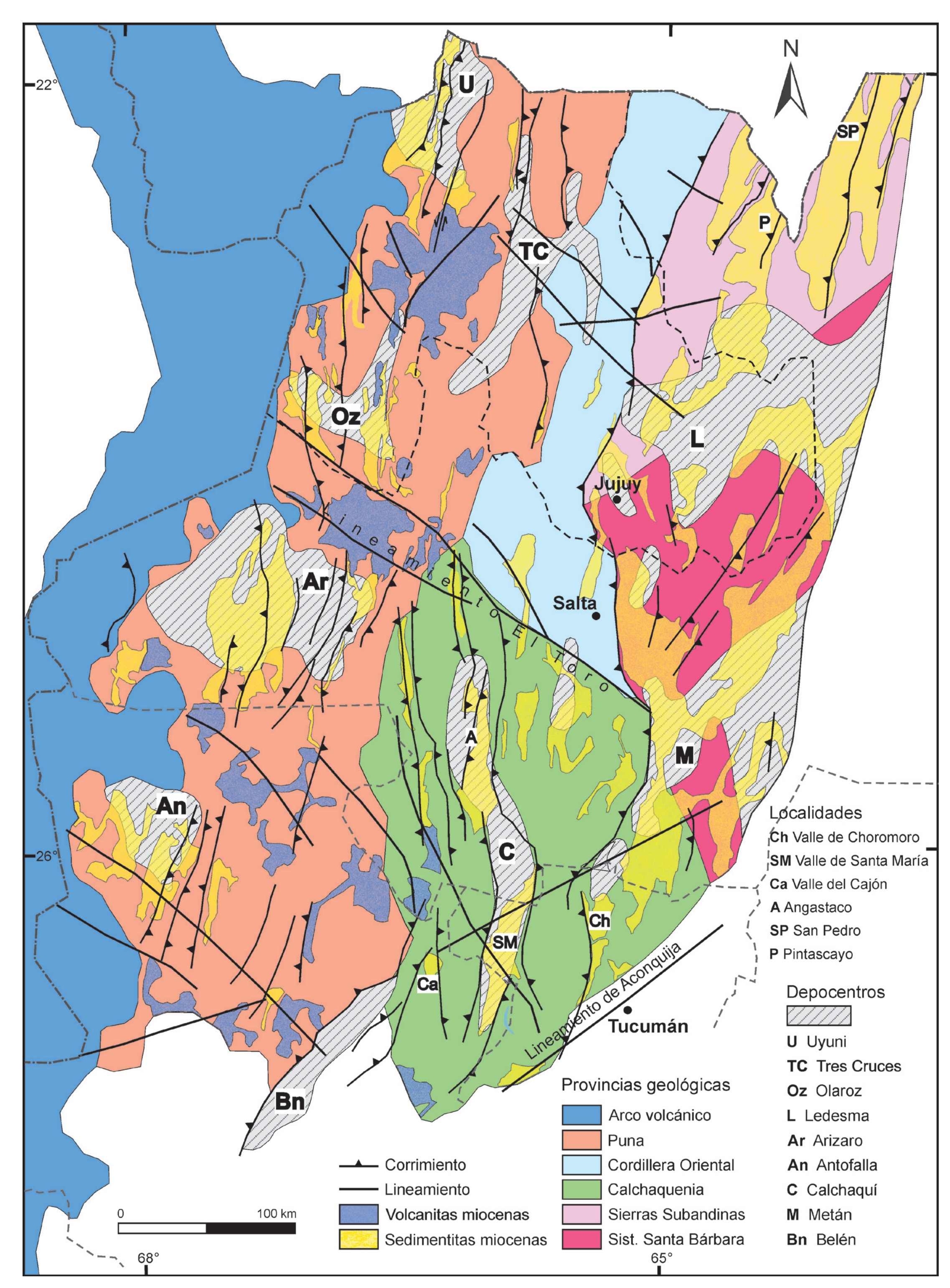


Figura 1. Depósitos aflorantes del Mioceno Temprano-Medio en el NOA; provincias geológicas según Ramos (1999a) y Gorustovich *et al.* (2011).

Cuenca de Uyuni o Pozuelos.— Está ubicada en la Puna septentrional, y constituye una depresión de 100 km de largo y 20 km de ancho. Corresponde a una cuenca endorreica, marginada por dos fallas de rumbo submeridiano que actuaron como planos de corrimiento, sobre los que se elevaron los bloques de la sierra de

Rinconada y de la sierra de Cochinoca-Escaya. La columna cenozoica se apoya sobre rocas ordovícicas y cretácicas tempranas (figura 2). Dicha secuencia infrayace a las sedimentitas y tobas miocenas medias que conforman los estratos de Cara-Cara, datados en 14,26 ± 0,19 Ma. Posteriormente, hacia los 12 Ma, se implantaron los sistemas de complejos dómicos de Pan de Azúcar (12 ± 2 Ma) y Cerro Redondo (12,54 ± 1,1 Ma), ya sea sobre el basamento, o por encima de las formaciones Moreta y Tiomayo (Caffe *et al*., 2002).

Formación Moreta.— 1300 m. Está compuesta de areniscas, conglomerados, limolitas y tobas andesíticas, correspondientes a un relleno intramontano de grano grueso, y relacionadas al Complejo Volcánico Pirurayo (al NE del Bolsón de Pozuelos). Estudios K/Ar en volcanitas señalan edades de 28 ± 3 y 20 ± 2 Ma (Linares y González, 1990) para el Complejo Volcánico Pirurayo, localizado en el medio de la unidad.

Secuencia volcaniclástica Laguna de Pozuelos.— Rocas piroclásticas y volcaniclásticas retrabajadas, que afloran en el borde SO de la cuenca, y fueron datadas en 18,6 ± 1 Ma (Caffe *et al*., 2002).

Formación Cara-Cara.— 1300 m en el Bolsón de Pozuelos a 120 m en Tres Cruces. Compuesta por tufitas dacíticas claras, areniscas, conglomerados y calizas lagunares, depositados en un ambiente fluvial distal (Rubiolo, 1999). Está en discordancia sobre la Formación Moreta, y relacionada a la secuencia volcaniclástica Laguna de Pozuelos. Una datación Ar/Ar indicó una edad de 14,26 ± 0,19 Ma (Cladouhos *et al.*, 1994). Con posterioridad esta unidad fue incluida en la Formación Tiomayo (Caffe *et al*., 2002).

Grupo Pastos Grandes.— El Grupo Pastos Grandes se desarrolla principalmente cerca del borde NE de la Puna salteña. La columna cenozoica es muy potente y se dispone en discordancia angular sobre rocas ordovícicas; aflora además en fajas subparalelas en numerosas localidades de la Puna. Este grupo está constituido por sedimentos continentales de gruesos a finos y evaporitas, depositados sobre una discordancia asociada a la fase Incaica (Eoceno). Está integrado por las formaciones Geste (Eoceno-Oligoceno temprano?), Pozuelos (Mioceno temprano-medio, tardío?) y Sijes (Mioceno medio?-tardío).

Formación Pozuelos.— 400 m (espesor parcial). Se apoya en forma discordante sobre la Formación Geste y está compuesta esencialmente de depósitos salinos (halita) con intercalaciones de limo, arcilla, tobas y yeso; hacia el techo se conocen boratos y carbonatos. Su ubicación estratigráfica es muy controvertida, ya que una parte muy importante de su espesor se halla en el subsuelo. Alonso (1992) mencionó una datación en tobas de 7,6 Ma aunque reconoció la incertidumbre sobre la posición estratigráfica de la muestra, y por otro lado estimó que la parte inferior no expuesta, de unos 2000 m, podría ser oligocena. Por su parte Gorustovich *et al.* (2011) consideraron una probable edad oligocena tardía-miocena media.

Formación Sijes.— Está constituida por limo arcilitas, evaporitas y tobas. Se ubica en suave discordancia angular sobre la Formación Moreta, y según Alonso (1992) se apoya en forma concordante sobre la Formación Pozuelos. Según Gangui (1998), su edad se podría acotar entre el Mioceno medio a tardío; por su lado Alonso (1992) citó una datación de 6,8 Ma (Mioceno tardío) en su base.

Cuenca de Arizaro.— La formación de esta cuenca se vincula con la deformación asociada a la fase Incaica, hasta principios del Oligoceno (figura 2), que dio origen a una región relativamente deprimida, comprendida entre las zonas de alzamiento activo y deformación de la Precordillera chilena, y la Cordillera Oriental de Bolivia y el NOA (Kennan, 1999). Recibió el aporte de sedimentos provenientes de la erosión de sus bordes y de bloques de basamento elevados en su interior. Con posteridad, los depocentros del sector chileno (cuencas del Salar de Atacama, Punta Negra) quedaron desconectados de aquellos de la Puna debido al avance hacia el este del frente volcánico andino durante el Mioceno. Su relleno está constituido por las formaciones Geste (Eoceno-Oligoceno temprano), Vizcachera, Pozuelos y Sijes (para estas dos últimas ver Grupo Pastos Grandes).

Formación Vizcachera.— Más de 3000 m. Fue definida por Zappettini y Blasco (1998), que la separaron en dos miembros. Posteriormente Jordan y Mpodozis (2006) propusieron mantener este nombre solamente para el miembro inferior, al que a su vez dividieron en dos miembros: Inferior arenoso y Superior arcillo-arenoso. El primero está formado por hasta 2000 m de areniscas con estratificación planar y ondulitas, que representan una asociación de facies de un enorme ambiente de "sandflat" interrumpido por campos de dunas eólicas, depósitos de intraduna y, escasos canales fluviales. Este último se asemeja al Miembro Campo Negro de la Formación Quiñoas (zona de Antofalla) que presenta en sus niveles medios a superiores, tobas datadas en 37.6 ± 0.3 y 34.0 ± 0.9 Ma (Eoceno tardío-Oligoceno temprano) (Voss, 2002). El segundo es concordante sobre el anterior, y está compuesto de al menos 1000 m de arcilitas, limolitas y areniscas muy finas con intercalaciones menores de yeso, que corresponden a depósitos aluviales distales, asociados a depósitos lacustres muy someros; en su parte media se dató un nivel de tobas en 23.8 ± 0.4 Ma (Oligoceno tardío), y es probablemente equivalente de los Miembros Cadillo y Aguada de la Formación Quiñoas.

Cuenca de Antofalla.— Posee depósitos del Eoceno tardío-Pleistoceno? de unos 1600 m de potencia (figura 2). Su relleno está compuesto por sedimentos aluviales, lacustres, eólicos e intercalaciones de lavas y rocas piroclásticas (Voss, 2002). Las sedimentitas representan complejos de abanicos aluviales y depósitos de playa acumulados en climas áridos y semiáridos. Voss (2002) dividió estos depósitos en las formaciones Quiñoas (Eoceno tardío-Mioceno temprano), Potrero Grande (Mioceno temprano-medio), Antofalla (Mioceno tardío), Pozuelos (Mioceno tardío), Sijes (Mioceno tardío-Plioceno temprano) y Singuel (Plioceno-Pleistoceno temprano).

Formación Quiñoas.— 1500 m. Conglomerados castaños y rojizos, areniscas, pelitas y evaporitas. Está apoyada sobre rocas ordovícicas a jurásicas, y hacia el techo una discordancia angular la separa de la Formación Potrero Grande. Voss (2002) cita numerosas dataciones en tobas, con edades comprendidas entre 37,6 y 19,3 Ma (Eoceno tardío-Mioceno temprano).

Formación Potrero Grande.— 180 m. Conglomerados y areniscas, con tobas y tufitas intercaladas, depositadas en ambientes de abanico aluvial y playa (Voss, 2002). Se conocen numerosas dataciones en tobas que dieron edades entre 19,3 y 17 Ma (Mioceno temprano). Hacia el techo es cubierta por una andesita de 12,9 Ma (Miceno medio).

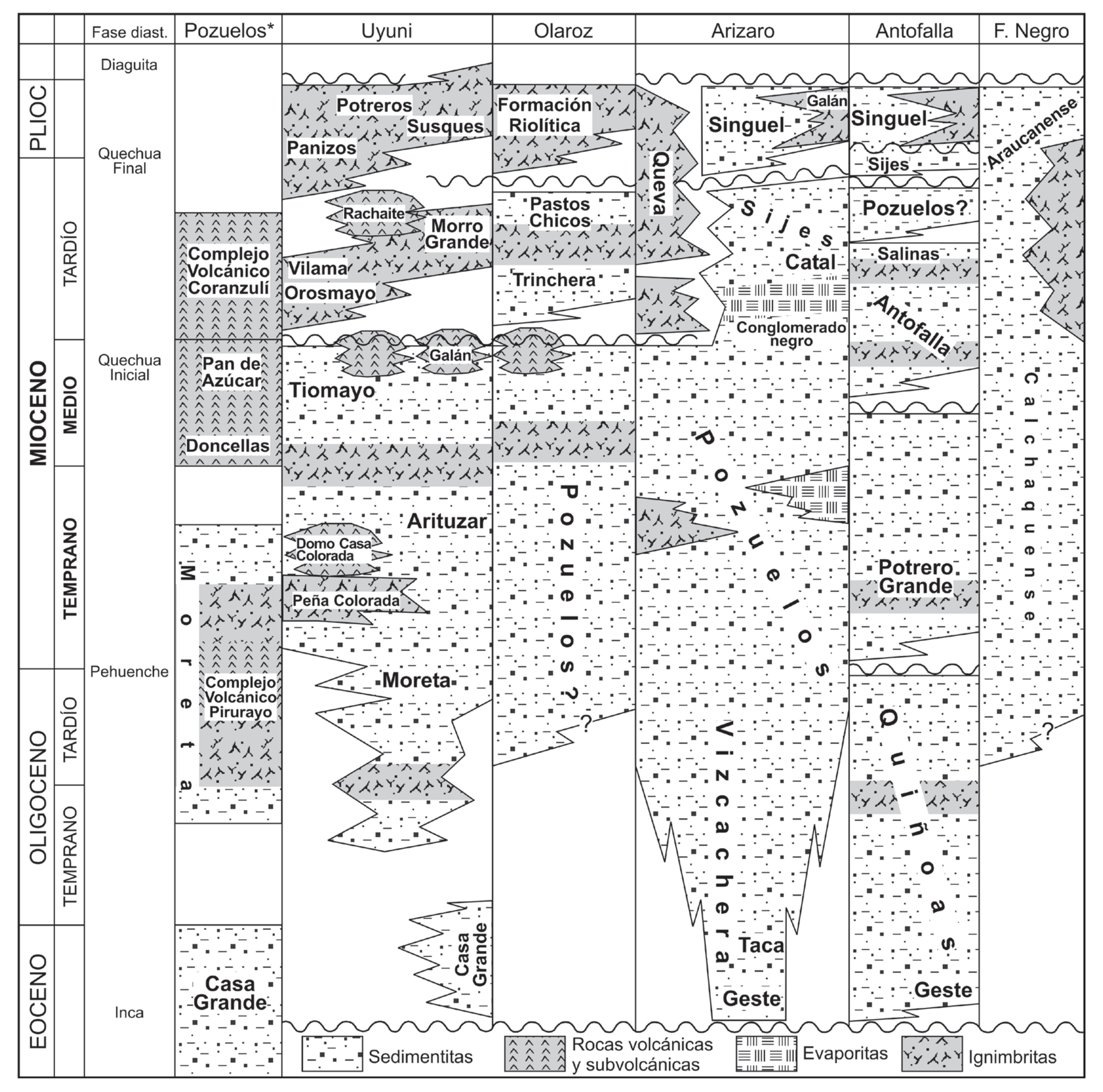


Figura 2. Cuadro estratigráfico de la Puna, modificado de Gorustovich *et al.* (2011); localidades ordenadas de Norte a Sur. (*) Según Rubiolo (1999).

Cordillera Oriental y Calchaquenia

Estas provincias geológicas corresponden a la Cordillera Oriental, según la clasificación de Ramos (1999a), y Calchaquenia, como una provincia separada siguiendo a Salfity (2004). Ambas se desarrollaron sobre un basamento ígneo metamórfico del Proterozoico tardío-Paleozoico temprano y depósitos del Grupo Salta, pero en el caso de la Cordillera Oriental, los depósitos del Grupo Salta y del Neógeno se encuentran mucho menos desarrollados debido a que la región se comportó como un alto desde el Cretácico (figura 3). Ambas provincias se hallan separadas, igual que en el caso de la Puna, por el lineamiento El Toro-Olacapato. Según Ramos (1999b) los depocentros del sur de la cordillera Oriental y de Calchaquenia (cuencas Calchaquí, Lerma y Metán) eran continuos, y se separaron durante el Mioceno medio a partir del ascenso de los umbrales de Lerma y Los Gallos.

La Cordillera Oriental está constituida por el apilamiento de láminas de basamento cabalgadas hacia el este (Rubiolo, 1999), y se puede dividir en dos sectores según su relleno neógeno. En la región septentrional los principales depósitos fueron reconocidos en Tres Cruces y sierra de Santa Victoria, en tanto en la región meridional se distribuyen en las cuencas de Lerma y Metán. El depocentro de Tres Cruces posee depósitos similares a los de la Puna ya que se localiza en la zona limítrofe entre ambas regiones. Para el período considerado fueron reconocidas las formaciones Pisungo, Moreta y Cara-Cara. En la sierra de Santa Victoria no se hallaron depósitos del Mioceno temprano-medio (figura 3). En los depocentros del sector austral de la Cordillera Oriental los depósitos corresponden al Subgrupo Metán, que serán descriptos en el apartado correspondiente al Sistema de Santa Bárbara.

La región de Calchaquenia fue considerada habitualmente como de transición entre la Cordillera Oriental y las Sierras Pampeanas; a su vez, las serranías ubicadas al oriente de las Cumbres Calchaquíes fueron reconocidas como Sierras Subandinas Tucumanas o incluidas en el sector austral del Sistema de Santa Bárbara o de las Sierras Subandinas (Salfity, 2004). Este autor propuso distinguir Calchaquenia como una provincia geológica, limitando al norte mediante el lineamiento El Toro-Olacapato con la Cordillera Oriental, al sur con las Sierras Pampeanas a partir del lineamiento del Aconquija, al oeste con la Puna austral, y al este con el Sistema de Santa Bárbara. Calchaquenia está constituida por dos sectores claramente diferenciados, el Valle Calchaquí en la mitad occidental, y las serranías ubicadas al este y el depocentro de Metán en la mitad oriental.

En el Valle Calchaquí se formaron dos depocentros de sentido N-S, que constituyen los sectores más occidentales de la cuenca de antepaís del NOA; estos depocentros alojan los depósitos del Grupo Payogastilla al norte (Formación Angastaco) y del Grupo Santa María al sur (formaciones San José y Las Arcas; ver Sierras Pampeanas Occidentales), separados por un sector elevado en la zona de Cafayate. Estas unidades se depositaron durante el Neógeno y fueron intensamente deformadas durante las fases Quechua II y Diaguita. El margen oriental de la Puna habría estado elevado desde el Mioceno y por lo tanto no existió continuidad entre los Grupos Pastos Grandes y Payogastilla-Santa María (Salfity, 2004), en cambio habría existido conección hacia el este con los depósitos del Subgrupo Metán (formaciones

Río Seco, Anta y Jesús María) y del Grupo Choromoro (Formación Río Salí), los cuales quedaron separados a partir del ascenso del flanco oriental del Valle Calchaquí, hacia fines del Plioceno. En el valle del Cajón, al oeste del Valle de Santa María, la Formación Morteritos fue considerada como equivalente a la Formación San José (Malizia *et al.*, 1990), aunque Bossi *et al.* (2000) comprobaron que fue depositada en forma íntegra durante el Mioceno tardío.

Cuenca Tres Cruces.— Según Gangui (1998) el desarrollo de la cuenca comenzó a los 26 Ma (Oligoceno tardío) y habría culminado durante el Mioceno tardío. La etapa principal de deformación fue anterior a los 12 Ma, de acuerdo con la edad de las lavas e ignimbritas del volcán Chipas, asentadas en discordancia angular sobre sus depósitos.

Formación Pisungo.— 750-2500 m. Conglomerados y areniscas conglomerádicas, correspondientes a depósitos fluviales entrelazados proximales, asignados tentativamente el Mioceno temprano (Boll y Hernández, 1986). Se apoya sobre los depósitos sinorogénicos de la Formación Río Grande (Oligoceno *s.l.*).

Formaciones Moreta y Cara-Cara.— Ver “Puna”.

Grupo Choromoro.— Aflora en una faja localizada al norte de San Miguel de Tucumán, limitada al Oeste por las cumbres Calchaquíes. Comparte muchas características con el Grupo Santa María, pero posee menor espesor y su contenido paleontológico es más escaso, por lo que ha recibido menor atención. Está constituido por tres formaciones aparentemente concordantes, Río Salí del Mioceno medio, e India Muerta y Chulca, del Mioceno tardío-Plioceno (según correlación con las formaciones Andalhuala y Corral Quemado).

Formación Río Salí.— 640 m (Bossi *et al.*, 1998). Areniscas blancas, limolitas rojizas y pelitas verdosas claras, lutitas oscuras, calizas oolíticas y estromatolíticas, y yeso. Corresponde a un ambiente lacustre que evolucionó a sabkha yesífero y playa salina. Según su contenido fosilífero y correlación con las formaciones Anta y San José, es asignada en forma amplia al Mioceno, probablemente Mioceno medio. El contenido paleontológico es similar al conocido en la Formación San José, pero mucho menos rico; se hallaron pelecípodos, peces, insectos y ostrácodos (Gavriloff y Bossi, 1992).

Grupo Payogastilla.— El Grupo Payogastilla (Díaz y Malizia, 1983) está compuesto por las formaciones Quebrada de Los Colorados, Angastaco, Palo Pintado (Mioceno tardío) y San Felipe (Plioceno), y constituye un importante registro tectosedimentario en la evolución de la cuenca de antepaís andina en los valles Calchaquíes. Corresponde a depósitos continentales que yacen en paraconconcordancia sobre el techo del Grupo Salta.

Según Galli *et al.* (2011), la Formación Quebrada de Los Colorados comenzó a depositarse durante el Eoceno medio-tardío, y tiene un espesor parcial de 150 m,

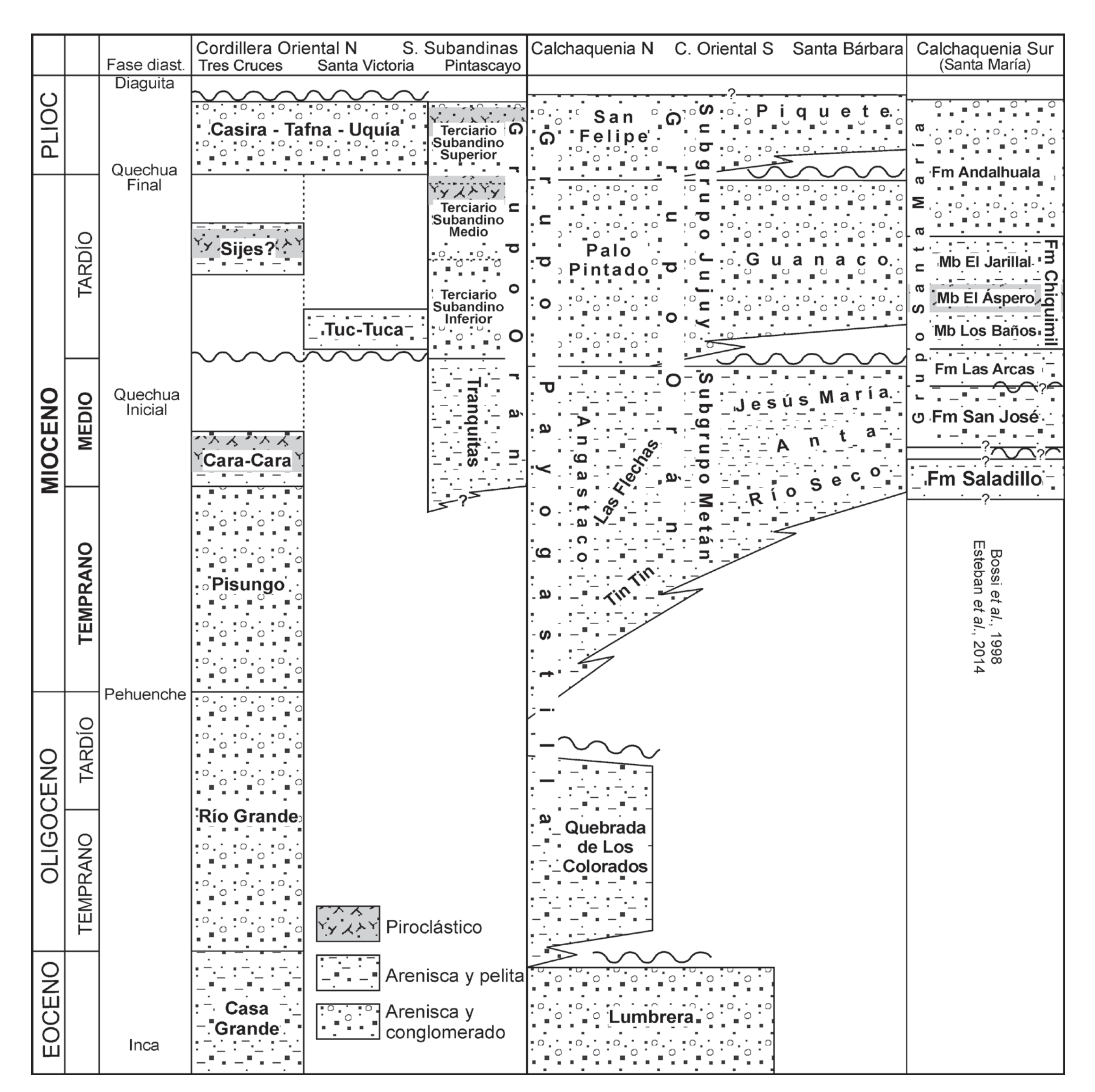


Figura 3. Cuadro estratigráfico de Cordillera Oriental, Calchaquenia y Sistema de Santa Bárbara; según datos de Rubiolo (1999), Salfity (2004) y Galli y Hernández (1999), entre otros.

en tanto que el pasaje con la suprayacente Formación Angastaco es concordante y definido. Por su parte, Hongn *et al.* (2011) y del Papa *et al.* (2013) consideraron espesores entre 800 y 1300 m, y observaron dos claras discontinuidades internas. La más joven de estas discontinuidades permitió a del Papa *et al.* (2013) separar el tramo superior de la unidad e incorporarla a la Formación Angastaco, con la cual posee un contacto transicional; en consecuencia nominaron este tramo como Miembro Tin Tin, en tanto que el tramo previamente conocido como Formación Angastaco, fue referido al Miembro Las Flechas. La Formación Quebrada de los Colorados posee faunas de mamíferos Casamayorenses (Eoceno medio), y su depositación habría culminado en el Oligoceno.

Formación Angastaco.— Más de 4000 m. El Miembro Tin Tin comprende entre 250 y 600 m, y está compuesto de limolitas arenosas, areniscas eólicas blancas y grises, asociadas a conglomerados y arcilitas laminadas, interpretados como canales

fluviales gravosos y sistemas lacustres de interduna; se conocen tres dataciones: en la mitad se obtuvieron edades de 21,4 y 21,0 Ma, y cerca del techo una edad de 19,0 Ma, por lo que se estimó que la unidad está comprendida entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano. El Miembro Las Flechas posee entre 1500 y 4500 m de conglomerados y areniscas conglomerádicas en ciclos grano y estratodecrecientes, con escasos bancos pelíticos en el techo. Estos depósitos fueron interpretados como correspondientes a un sistema fluvial caracterizado por canales extensos, lateralmente dominados por mantos de crecidas, en posiciones cercanas al pie de monte bajo condiciones climáticas cálidas y secas, tipo Chaco (Díaz *et al.*, 1987). Se conocen tres niveles principales de tobas; uno basal fue datado en 15,26 Ma, en tanto que otro en la sección media posee una edad de 13,4 Ma (Galli *et al.*, 2011). Por su parte Aramayo *et al.* (2014) describieron una ignimbrita intercalada en la parte media de este miembro, correlacionable con las tobas de 13,4 Ma. La suprayacente Formación Palo Pintado posee una datación de 10,29 Ma en su base, y por lo tanto se puede considerar que el Miembro Las Flechas fue depositado durante el Mioceno medio, llegando quizás hasta la base del Mioceno tardío.

Sierras Subandinas y Sistema de Santa Bárbara

Las Sierras Subandinas se extienden desde Bolivia hasta las lomas de Olmedo, aproximadamente a los24° LS; constituyen una típica cuenca de antepaís desarrollada a partir de comienzos del Mioceno (por disminución del ángulo de subducción), formada por apilamiento tectónico al oeste; consecuentemente, se observa un marcado diacronismo en los arreglos litofaciales. En el sector argentino los depósitos neógenos pertenecen al Grupo Orán, apoyado en discordancia angular sobre el ciclo Carbonífero-Jurásico, la cual fue generada por basculamiento regional, durante la apertura de la cuenca de Lomas de Olmedo en el Cretácico. La división estratigráfica en el sector argentino no está muy desarrollada y se han propuesto varios esquemas. En forma amplia estos depósitos son conocidos como Formación Tranquitas y "terciario subandino", o formaciones Tranquitas, Yecua y Tariquía. Una división estratigráfica más detallada se realizó en Bolivia, y puede ser reconocida en el norte de Salta (formaciones Petaca, Yecua, Tariquía, Guandacay y Emborozú, las dos últimas correspondientes al Mioceno tardío y Plioceno) (figura 4). Los depósitos sinorogénicos neógenos están conformados por rocas silicoclásticas de ambiente continental, con escasos niveles de ambiente marino marginal en la base (Hernández *et al.*, 2005), que en total pueden superar ampliamente los 5000 m de espesor.

El sistema de Santa Bárbara se ubica al sur de las lomas de Olmedo, y posee características muy similares a las Sierras Subandinas. Aquí el Grupo Orán está depositado en discordancia (fase Pehuenche) sobre el Subgrupo Santa Bárbara (Paleógeno). Su base es marcadamente diacrónica y registra dos discordancias internas asociadas a la fase Quechua, que permitieron separar el Subgrupo Metán (Mioceno temprano-medio) y el Subgrupo Jujuy (Mioceno tardío-Plioceno). El Subgrupo Metán no posee discontinuidades internas y está constituido por las formaciones Río Seco, Anta y Quebrada Jesús María.

Grupo Orán:

Formación Tranquitas.— 200 a 700 m. Está compuesta por el conglomerado Galarza en la base, cuarcitas, calizas, areniscas claras y lutitas rojizas, y se apoya en discordancia sobre rocas con edades desde el Devónico hasta el Pérmico. El conglomerado Galarza es un depósito residual compuesto por conglomerados polimícticos, fragmentos de huesos de reptiles y mamíferos, con clastos de pedernal procedentes de la Formación Vitiacua (Pérmico superior) y un espesor de unos 10 m (di Marco, 2005). Por encima se reconocieron los miembros "serie gris" y "serie gris azulada" que se interdigitan lateralmente, y están compuestos por espesos bancos tabulares de arenisca cuarzosa de grano fino y mediano, con aspecto sacaroide y colores gris verdoso, blanco y castaño rojizo, y con algunas intercalaciones de arcilitas verdes y rojas. La Formación Tranquitas constituye la base del Grupo Orán en las sierras Subandinas, y es equivalente al tramo superior de la Formación Pisungo, y posiblemente a la Formación Petaca (Bolivia) (figura 4).

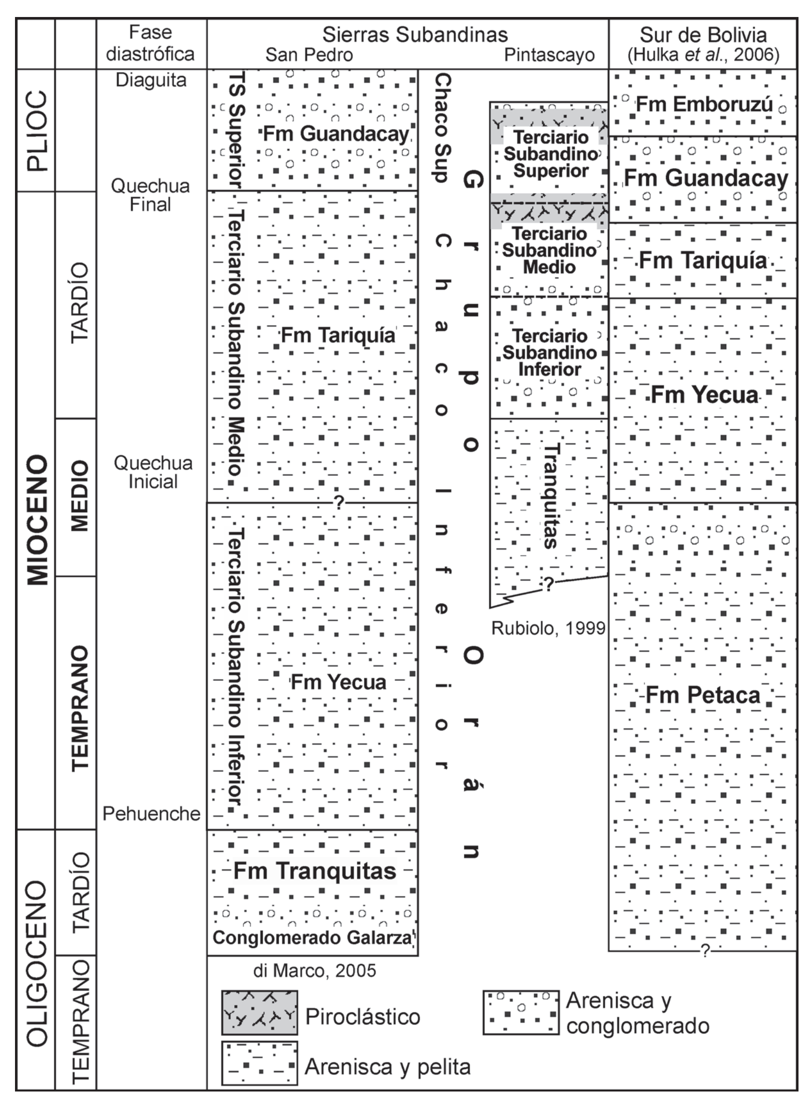


Figura 4. Cuadro estratigráfico general para las Sierras Subandinas y Sur de Bolivia.

Subgrupo Chaco.— También conocido como Terciario Subandino, está constituido por más de 7000 m de depósitos monótonos. Según di Marco (2005), los depósitos miocenos son agrupados en el Chaco Inferior, a su vez dividido en las secuencias Terciario Subandino Inferior y medio.

Terciario Subandino Inferior.— Unos 700 m. Areniscas y pelitas que suceden en forma concordante a la Formación Tranquitas; es tentativamente correlacionado con la Formación Yecua (Bolivia).

Terciario Subandino medio.— 1400 a 3000 m. Litología similar al anterior aunque algo más grueso; se considera equivalente a la Formación Tariquía (Bolivia).

Sur de Bolivia.— Se consideran los afloramientos situados en varias localidades de las sierras Subandinas bolivianas, entre el límite con Argentina y la latitud de Santa Cruz de la Sierra. En líneas generales se sigue la división y edades según Hulka *et al*. (2006), quienes mencionaron un relleno cenozoico de unos 6500 m, depositados sobre rocas mesozoicas en la cuenca de antepaís chaqueña. La edad de las formaciones Petaca, Yecua y Tariquía aún presenta numerosos interrogantes, como se observa en la figura 4; es probable que las dos últimas sean más jóvenes que los depósitos considerados en este artículo, por lo que son incluidas con reservas.

Formación Petaca.— 40 a 200 m. Calcretes retrabajados, paleosuelos y sedimentos fluviales subordinados, probablemente depositados en zonas asociadas a domamiento periférico o "forebulge", caracterizados por tasas de sedimentación muy bajas. El hallazgo de mamíferos de edad Deseadense (?*Rhynchippus* sp.) en la base, permite estimar el comienzo de la depositación durante el Oligoceno tardío, en tanto que el techo estaría acotado al Mioceno medio-Plioceno temprano, a partir del hallazgo del armadillo cf. *Vassallia minuta* (Chasicoense-Montehermosense; Marshall *et al*., 1993), aunque su correcta ubicación estratigráfica fue puesta en duda por estos mismos autores.

Formación Yecua.— 50 a 300 m. Sedimentos finos verdosos, rojizos y oscuros, margas claras, coquinas y yeso secundario, posiblemente depositados en un ambiente lacustre o marino restringido, generado en la zona distal de la antefosa o "foredeep", en un antepaís con tasa de subsidencia mayor a la depositación; sucede en forma transicional a la Formación Petaca. Sobre su edad hay opiniones muy dispares: Sempere *et al.* (1990) correlacionaron las formaciones Petaca y Yecua, con los "bancos de Salla" del Oligoceno tardío-Mioceno temprano, según reinterpretación de un estudio magnetoestratigráfico previo. Por su parte Marshall *et al.* (1993) propusieron una edad de 10-8 Ma para la Formación Yecua, según la edad estimada para la unidad subyacente, portadora de dudosos restos de cf. *Thesodon* (Colhuehuapense-Laventense). Dunn *et al.* (1995) ubicaron la Formación Yecua en torno al límite Oligoceno-Mioceno, aunque no aclararon sus fuentes, de la misma forma que hicieron Baby *et al.* (1995) al asignarla al Mioceno tardío. Por último, Hernández *et al*. (2005) dataron una toba en la base de los depósitos con fauna marina, en 7,72

Ma (Mioceno tardío); sobre esta base consideraron que la Formación Yecua estuvo relacionada con la ingresión amazónica (Formación Solimoes) o caribeana, y por consiguiente la transgresión paranense no alcanzó el extremo septentrional de la Argentina, debido posiblemente a la barrera generada por el arco de Michicola. En síntesis, el estado actual del conocimiento solamente permite afirmar que su edad se encuentra en torno al Mioceno, y que la relación con un ambiente marino es probable pero incierta. Según Tineo (comunicación personal, abril de 2016), los ejemplares de los moluscos marinos descriptos en publicaciones previas, no han sido hallados en los repositorios correspondientes.

– Contenido micropaleontológico. Foraminíferos: *Ammonia beccarii* (Marshall *et al.*, 1993); *Anomalinoides* cf. *salinasensis*, *Cibicidoides* cf. *cushmani*, *C.* aff. *mckannai*, *Gyroidina rosaformis*, *Hansenisca multicamerata*, *Holmanella baggi*, *H. valmonteensis*, *Nonionella miocenica*, *Pseudoparella californica* (Hulka *et al.*, 2006); *Ammonia beccarii* f. *tepida* (Nicolaidis y Coimbra, 2008). Ostrácodos: *Cyprideis* sp. y *Bythocypris* sp. (Marshall *et al.*, 1993); *Cyprideis* aff. *amazonica*, *C.* aff. *torosa*, *C.* aff. *truncata*, *Cyprideis* spp. y *Heterocypris* sp. (Hulka *et al.*, 2006); *Cypria* aff. *C. aqualica*, *Cyprideis* spp., *Darwinula* sp., *Ilyocypris*? sp. y *Perissocytheridea carrenoae* sp. nov. fueron descriptos por Nicolaidis y Coimbra (2008), quiénes a su vez discutieron algunas de las determinaciones de Hulka *et al.* (2006).

– Contenido de invertebrados. Pelecípodos: *Astarte* sp., *Corbula* sp., *Cyrena* sp., *Lucina* sp., *Neocorbicula* sp., *Nucula* sp., *Senis* cf. *elongatus* y *Tellina* sp. (Marshall *et al.*, 1993 y Hulka *et al.*, 2006), *Corbicula* sp. (Hernández *et al.*, 2005). Gastrópodos: grandes ejemplares de *Gyrodes* o *Natica* sp. y cf. *Turritella* sp. (Marshall *et al.*, 1993); *Heleobia* spp. (Nicolaidis y Coimbra, 2008). Además se reportaron abundantes moldes de pelecípodos y gastrópodos, ejemplares de *Balanus* sp., y fragmentos de cangrejos.

– Contenido de trazas fósiles. *Lockeia* isp., *Taenidium* isp., *Chondrites* isp. *Arenicolites* isp. y *Skolithos* isp. (Tineo *et al.*, 2012).

– Contenido de vertebrados: cf. *Theosodon* sp. (mamífero litopterno), *Ellisella kirschbaumi* (anguila eléctrica) y cf. *Ariidae* (pez siluriforme) (Marshall *et al.*, 1993); *Mourasuchus* sp. (Caimaninae), fragmentos de tortugas y peces (Tineo *et al.*, 2015).

Formación Tariquía.— Más de 1500 m. Areniscas y pelitas castaño rojizas de origen fluvial, depositadas en forma transicional sobre la Formación Yecua. En su base se hallaron peces de edad Chasicoense-Huayqueriense, que acotarían su edad al Mioceno tardío.

Subgrupo Metán:

Formación Río Seco.— 200-300 m. Areniscas arcillosas rojas y conglomerados; según su posición estratigráfica habría sido depositada durante el Mioceno temprano.

Formación Anta.— 500 a 1000 m. Pelitas y margas laminadas, moradas, verdes y amarillentas, con ocasionales calizas, algunas veces oolíticas (Gebhard *et al.*, 1974). Depósitos continentales de tipo fluvio-lagunar, donde se reconocieron ambientes de

llanura arenosa, barreal árido, lago salino efímero y lago salino permanente (Galli, 1992, 1995), con posible influencia marina. Se dataron tobas entre 15 y 17 Ma (Sébrier *et al.*, 1988), y entre 14.4 y 14.1 Ma (Reynolds *et al.*, 1994), correspondientes al Mioceno medio. Es aparentemente correlacionable con la Formación Yecua.

– Contenido fosilífero. Foraminíferos, ostrácodos y peces muy mal conservados (Russo y Serraiotto, 1979). Cerca de la base se hallaron restos de peces de agua dulce de las familias Cynodontidae indet, Sciaenidae indet (Bardack, 1961; Cione *et al.*, 1995) y una asociación polínica (Quattrocchio *et al.*, 2003), que se habría desarrollado en un lago salino, con influencia de estepa; incluye: *Riella* sp., *Pediastrum* sp. y *Phaeceros* sp. (Bryophyta); *Rhoipites* sp. (Rutaceae), *Verrustephanoporites simplex* (Ulmaceae), *Podocarpidites marwickii* (Podocarpaceae); *Tricolpites* sp. cf. *T. reticulata* (Gunneraceae), *Rousea patagonica* (afinidad incierta) y *Graminidites* sp. (Poaceae).

Formación Quebrada Jesús María.— 500 m. Areniscas y pelitas rojizas, de origen fluvial. En un grainstone oolítico, se hallaron foraminíferos miliólidos formando el núcleo de las oolitas (Galli *et al.*, 1996).

II. SECTOR ANDINO CENTRAL

En esta región se incluyen los segmentos de Transición (26-30° LS) y Central (30-34° LS), según la clasificación tectónica de Ramos (1999c). En el Segmento de Transición comenzó una importante actividad volcánica en la Cordillera Principal hacia fines del Oligoceno, la cual fue migrando hacia el este a medida que la placa subducida se horizontalizaba. Este mismo proceso generó el ascenso de la Precordillera y las Sierras Pampeanas, y la migración hacia oriente de las cuencas de antepaís. En el Segmento Central, el volcanismo migró desde Chile hacia la Cordillera Principal hacia principios del Mioceno medio, y durante el Mioceno tardío-Plioceno se ubicó en Precordillera y Sierras Pampeanas.

Cordillera Principal y Frontal

La Cordillera Principal se extiende desde el Norte de la provincia de San Juan, en el valle del Cura, donde el volcanismo cenozoico se apoya directamente sobre el Grupo Choiyoi, hasta el centro de la provincia de Neuquén. Exceptuando la zona del valle del Cura, la distribución de los depósitos es coincidente con aquellos de la cuenca Neuquina, del Jurásico y Cretácico. Desde el punto de vista estructural, la zona estudiada ha sido dividida en tres fajas plegadas y corridas (FPC): La Ramada, Aconcagua y Malargüe (Ramos, 1999a). La estratigrafía de las FPC es a grandes rasgos similar: rocas volcánicas y piroclásticas del Grupo Choiyoi y depósitos continentales y marinos del Triásico-Cretácico temprano. En la FPC La Ramada, que corresponde al sector sanjuanino, en discordancia sobre los depósitos cretácicos se encuentran remanentes de edificios volcánicos del Mioceno medio, y no se reconoce volcanismo posterior; en tanto que en la FPC Aconcagua, localizada al Norte de la

provincia de Mendoza hasta el río Diamante; sobre las rocas marinas y continentales mesozoicas se encuentra el macizo volcánico mioceno del Aconcagua, transportado por tectonismo a su posición actual. En cambio, en la FPC Malargüe se registran los depósitos de la transgresión atlántica del Maestrichtiano-Daniano, sobre los que se formaron grandes edificios volcánicos durante el Neógeno y el Cuaternario.

Por su parte, la Cordillera Frontal está localizada entre la Cordillera Principal y la Precordillera, entre el sur de la provincia de Catamarca y el río Diamante. Comprende básicamente depósitos del Paleozoico tardío, asentados sobre un basamento cristalino del Proterozoico medio (Ramos, 1999a); principalmente corresponden a depósitos marinos de una cuenca de retroarco carbonífera y a rocas intrusivas, volcánicas y piroclásticas del Pérmico y Triásico temprano. Este conjunto fue ascendido en forma de bloque hacia fines del Mioceno (figura 5).

El volcanismo en estas dos regiones fue importante durante el Mioceno, y las unidades reconocidas en general están datadas con bastante precisión. Las rocas correspondientes a la zona La Ramada-Aconcagua, están resumidas en la figura 7 y los detalles sobre su edad absoluta y su composición pueden ser consultados en Pérez y Ramos (1996a) y Ramos *et al*. (1996). Para la zona de Alto Tupungato, Giambiagi *et al.* (2001) dataron en 18,3 Ma (Mioceno temprano) las coladas y brechas basálticas de la Formación Contreras. En la zona del Portezuelo de las Burras, localizado al NO de Calingasta, en la Cordillera Frontal, Karkanis y Rossello (2004) describieron la Formación Arroyo de las Chinches, compuesta de andesitas, cuerpos subvolcánicos y rocas piroclásticas, y de posible edad oligo-miocena. El volcanismo cordillerano del sur de Mendoza, será descripto en otro apartado.

Cuenca del Valle del Cura.— Esta cuenca posee un importante relleno volcánico y volcaniclástico, cuya nomenclatura estratigráfica es muy profusa; de las numerosas propuestas, se sigue la de Winocur *et al*. (2014), ya que en la actualidad es la que posee un control cronoestratigráfico más completo (figura 7). El relleno más antiguo de la cuenca corresponde a depósitos volcánicos del Oligoceno tardío (Formación Tillito), en tanto que el inicio de la depositación miocena correspondería a los basaltos Las Máquinas, asignados al lapso 23-22 Ma. Durante comienzos del Mioceno, los depósitos son característicos de un ambiente de retroarco extensional, en tanto que hacia fines del Mioceno temprano, se registran los únicos depósitos clásticos de antepaís (Formación La Ollita); a partir de ahí y durante todo el Mioceno, solamente se conocen rocas volcánicas depositadas en el arco volcánico, en un contexto compresivo.

Es interesante señalar la relación existente entre esta cuenca, y las de Barreal-Iglesia, Bermejo, Pagancillo, Los Llanos y Salinas Grandes, ubicadas hacia el Este, hasta las sierras del Norte de Córdoba. Según se puede observar en Ramos (1999b: figura 14), constituían un único depocentro, hasta aproximadamente los 20-15 Ma, cuando comenzó la fragmentación y se separaron las cuencas de Valle del Cura e Iglesias. Posteriormente, durante el Mioceno tardío y Plioceno se produjo la paulatina fragmentación del resto de los depocentros orientales. En consecuencia, hasta mediados del Mioceno medio, poseían un relleno común, aunque en facies diferentes, momento a partir del cual cada una comenzó una historia depositacional propia.

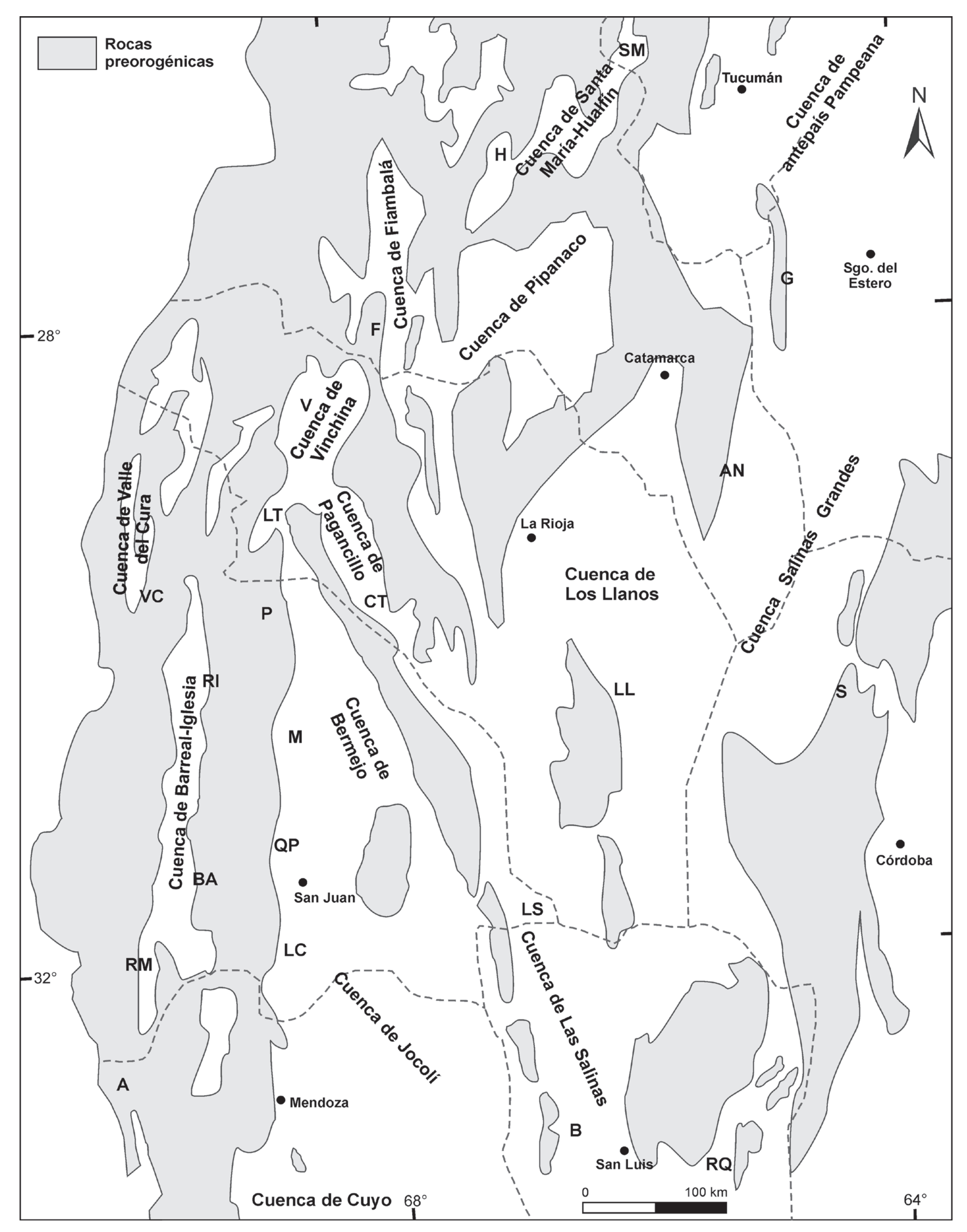


Figura 5. Principales cuencas del sector andino central, modificado de Ramos (1999c). Las siglas corresponden a la figura 6.

Formación Río La Sal.— 300 m. Unidad definida en Chile, en el sector argentino se apoya sobre el Grupo Choiyoi. Está compuesta por brechas volcánicas, conglomerados, areniscas, pelitas y tobas dacíticas (23.2 ± 0.3 Ma).

Formación Valle del Cura.— Está restringida a la Argentina, y fue conocida antiguamente como formación Tobas Multicolores. Compuesta de tobas primarias,

ignimbritas, areniscas y conglomerados. Limarino *et al.* (1999) reportaron edades eocenas a partir de análisis K-Ar, sin embargo estudios Ar-Ar más recientes realizados por Winocur *et al.* (2014) obtuvieron edades de 24.77 ± 0.11 y 18.53 ± 0.11 Ma (Oligoceno tardío-Mioceno temprano), estos valores son más coherentes con el resto de las unidades de la cuenca.

Formación La Ollita.— 300 m. Está compuesta por conglomerados, areniscas y pelitas rojas; hacia el techo se incrementa el porcentaje de areniscas grises con intercalaciones de yeso y anhidrita, mantos de caliza y arcilitas (Contreras *et al.*, 1990; Limarino *et al.*, 1999) y delgadas intercalaciones de basaltos. Una andesita intercalada en la parte superior fue datada en 16 ± 1 Ma, (Mioceno medio; Limarino *et al.*, 1999).

– Contenido palinológico. Una asociación muy diversa se recuperó en la quebrada Salada, en depósitos de lagunas sujetos a eventos de expansión y retracción (Barreda *et al.*, 1998); incluye en su mayoría elementos de origen continental y escasos componentes marinos o de aguas salobres, como quistes de dinoflagelados (*Spiniferites* sp.1 y sp.2) y acritarcos (*Veryhachium* sp.) (Barreda *et al.*, 1998; Limarino *et al.*, 1999), asociadas a improntas de hojas de angiospermas de monocotiledóneas de agua dulce de la familia Hydrocharitaceae (Troilo *et al.*, 2000). La asociación incluye Algas Chlorococcales: *Botryococcus* sp. y *Pediastrum*? sp.; Briófitas: *Ricciaesporites* sp.; Pteridofitas: *Biretisporites* sp., *Deltoidospora* sp., *Leiotriletes* sp.; Gimnospermas: *Podocarpidites* sp. cf. *P. ellipticus*, *Podocarpidites elegans* y *Podocarpidites* sp. (Podocarpaceae), *Equisetosporites claricristatus*, *E. notensis* y *E. lusaticus* (Ephedraceae); Angiospermas: *Nothofagidites acromegacanthus* y *N. saraensis* (Fagaceae), *Lymingtonia*? sp. (Nyctaginaceae y/o Portulacaceae), *Malvacipolloides comodoroensis* (Malvaceae), *Margocolporites vanwijhei* (Caesalpinoideae), *Mutisiapollis viteauensis* (Asteraceae), *Myrtaceidites* sp. (Myrtaceae), *Poluspissusites* sp. (Godeniaceae), *Rhoipites baculatus*, *R. cienaguensis*, *Rhoipites* sp.1, sp.2 y sp.3 (afinidad incierta), *Senipites patagonica* (Sympocaceae), *Striatricolporites gamerroi*, *Striatricolporites* sp. (Anacardiaceae), *Tubulifloridites antipodica* (Asteraceae), *Baumannipollis variaperturatus* y *Baumannipollis* sp. (Malvaceae), *Tetracolporites spectabilis* (Meliaceae), *Graminidites* (Poaceae), *Proteacidites* sp. (Proteaceae), *Chenopodipollis chenopodiaceoides* (Chenopodiaceae), *Cyperacceaepollis neogenicus* (Cyperaceae), *Malvacipollites subtilis* (Euphorbiaceae), *Orapollis* sp. (Amaranthaceae), *Polyorificites* sp. (afinidad incierta), *Polyadopollenites*? sp. (Mimosoideae).

Cuenca de Manantiales.— Se ubica entre la FPC La Ramada y la Cordillera Frontal (RM en figura 6), y tiene disposición N-S. Su relleno es conocido como Formación Chinches.

Formación Chinches.— 2500 m. Depósitos sinorogénicos dispuestos en discordancia sobre el Grupo Choiyoi (Mirré, 1966). Pérez (2001) dividió la unidad en siete miembros (Tc0-Tc6), correspondiendo el primero a areniscas eólicas, y el segundo a una brecha andesítica con una edad estimada en 20 Ma (figura 7). Los Miembros Tc2-4 corresponden a depósitos fluviales y alojan dos niveles con faunas de mamíferos (López *et al.*, 2011); el Miembro Tc5 está compuesto por lutitas, areniscas y

tobas, datadas mediante trazas de fisión entre 17.1 y 11.5 Ma (Jordan *et al.*, 1996), y donde se hallaron dinoflagelados, microforaminíferos y polen herbáceo, con una edad estimada en unos 13 Ma y correlacionados con el mar Paranense (Pérez *et al.*, 1996). Por último el Miembro Tc6 corresponde a depósitos de conglomerados

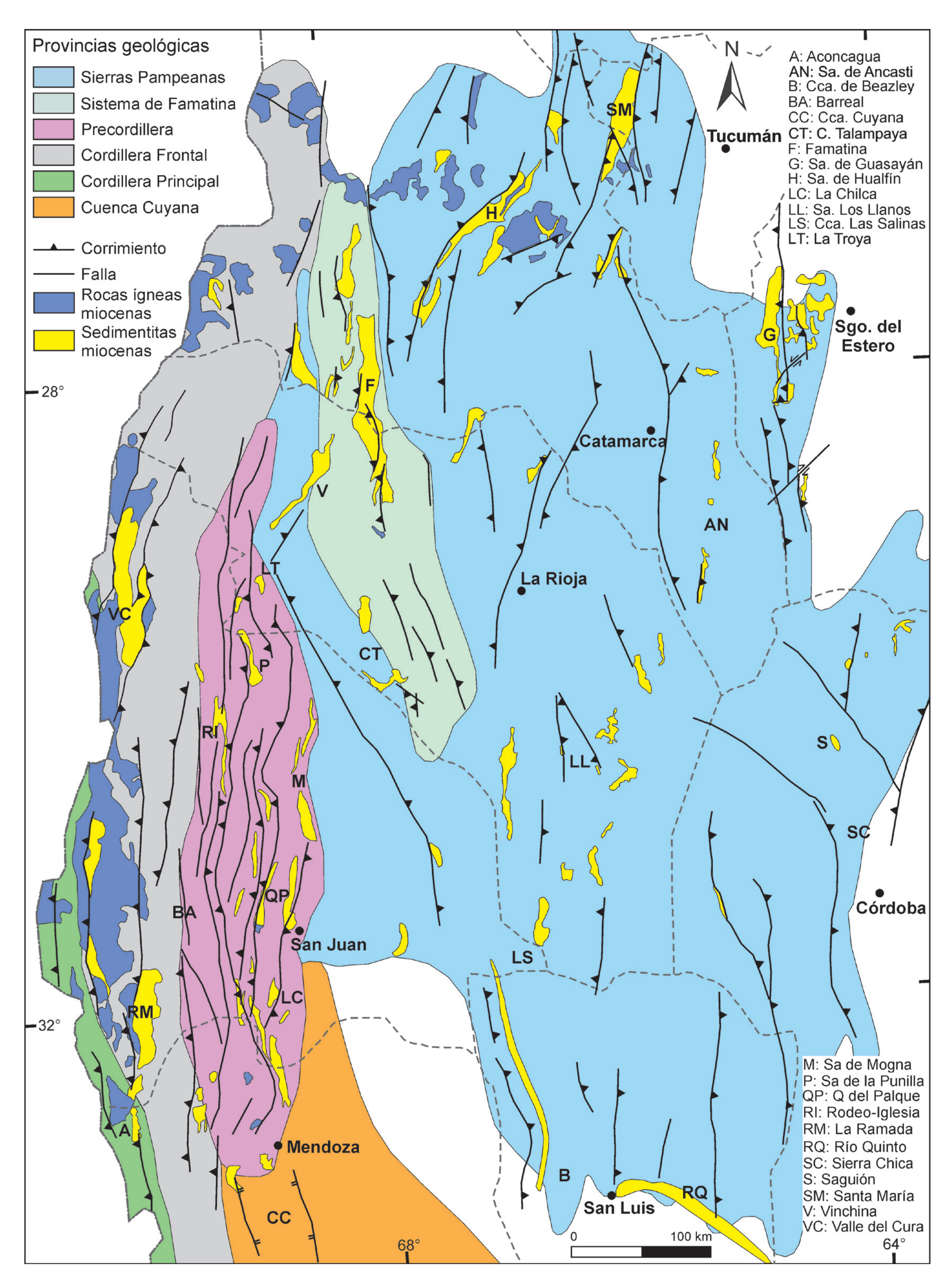


Figura 6. Rocas del Mioceno Temprano-Medio aflorantes en la región andina central; provincias geológicas modificadas de Ramos (1999a).

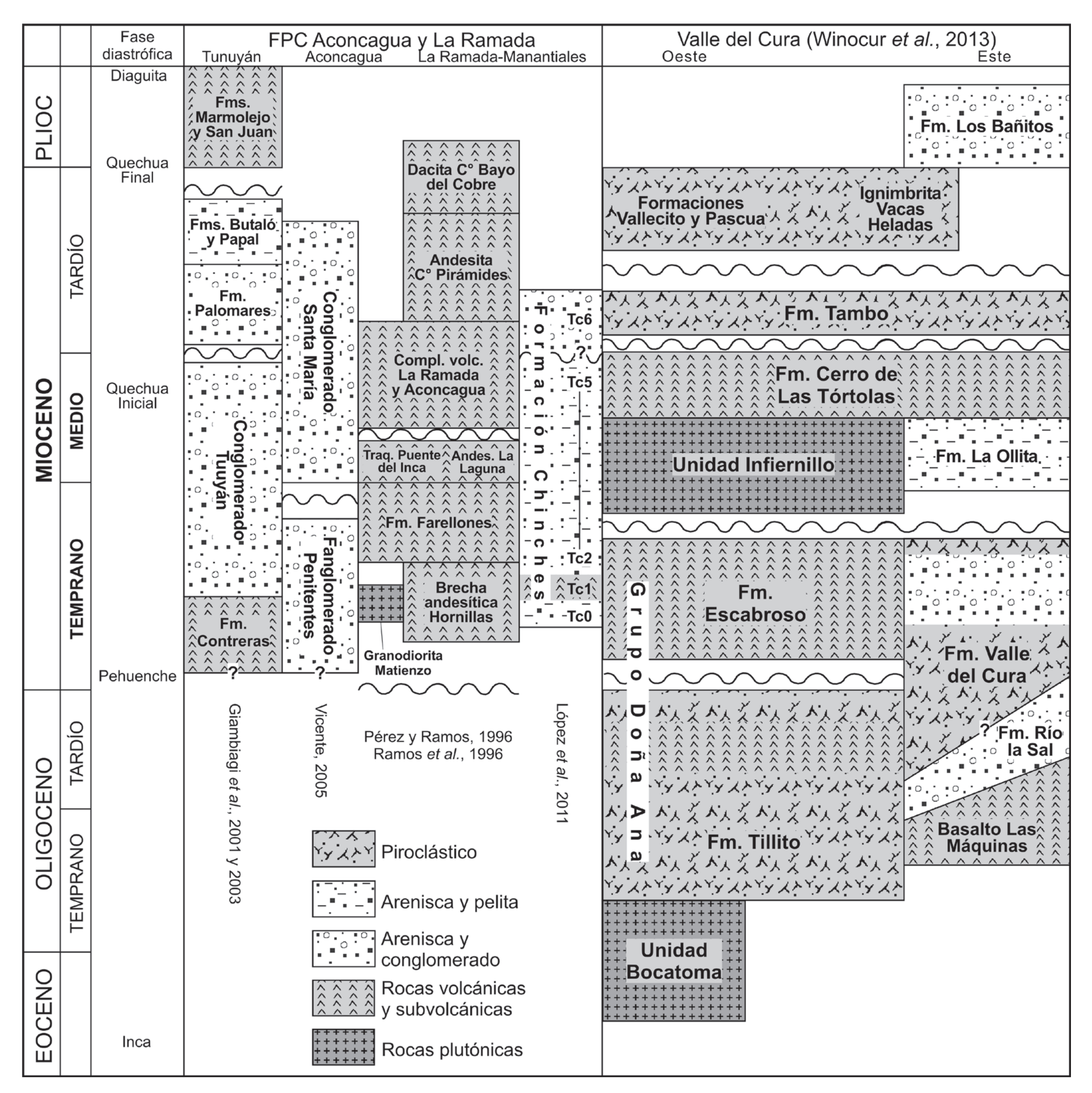


Figura 7. Cuadro estratigráfico general para Cordillera Principal y Cordillera Frontal.

granocrecientes y areniscas. El estudio magnetoestratigráfico permitió asignar la sección Tc2-Tc5 al período 19,3-9,5 Ma.

– Contenido de vertebrados. Los primeros restos de *Theosodon* (?) (Macraucheniidae) fueron reportados por Windhausen (1931), en el Paso del Espinacito. Rusconi (1946) describió osteodermos de gliptodontes (*Asterostema barrealense*) y material postcraneano que refirió al notoungulado ?*Hegetotherium arctum* (Hegetotheriidae) proveniente de la zona de Las Hornillas. Contreras (1989) halló un resto mandibular de *Theosodon* sp. Más recientemente, López *et al.* (2011) recuperaron abundantes restos de los niveles TC2 y TC3, denominados "nivel portador Chinches" (CBL) y "nivel portador Las Hornillas" (LHBL). De CBL provienen: *Stenotatus* sp. (Dasypodidae); *Peltephilus* sp. (Peltephilidae); cf. *Hapalops* (Notrotheriidae); *Protypotherium* sp. 1 y sp. 2 (Interatheriidae); *Hegetotherium* cf. *H. mirabile* (Hegetotheriidae); cf. *Altitypotherium* (Mesotheriidae); Macraucheniidae gen.et sp. indet; *Proterotheriidae* gen et sp. indet; *Neoreomys* cf. *N. australis* (Dasyproctidae); *Scleromys* sp. nov? (Dinomyidae). De LHBL provienen: cf. *Palaeothentes* sp. (Palaeothentidae);

Prozaedyus sp. (Dasypodidae); Prepotheriidae gen et sp. indet; *Protypotherium* sp. 1 y sp. 2 (Interatheriidae); Hegetotheriinae gen et sp. indet; Pachyrukhinae gen et sp. indet (Hegetotheriidae); *Nesodon conspurcatus* (Toxodontidae); Mesotheriidae gen. et. sp. nov; Macraucheniidae gen et sp. indet; *Eocardia montana*, *Eocardia excavata* (Eocardiidae); *Prolagostomus* sp. (Chinchillidae); *Cephalomyopsis*? (Cephalomyidae); Octodontoidea gen et sp. indet 1 y 2. Por último López *et al.* (2012) mencionaron ejemplares de *Thesodon* sp. en ambos niveles. Los CBL y LHBL fueron referidos a la Edad Santacrucense, sin embargo diferencias en la composición taxonómica podrían sugerir diferencias temporales entre ambos, o cierto provincialismo ya establecido para la región en relación a las faunas de Patagonia mejor representadas.

– Contenido palinológico. De TC3 provienen palinomorfos asignados a *Tubulifloridites antipodica* y *Baumannipollis chubutensis*, algas Chlorococcales, y escasos microforaminíferos y dinoflagelados (Ottone *et al.*, 1998). Pérez *et al.* (1996b) mencionaron microforaminíferos planoespirales en el Miembro TC5.

FPC Aconcagua.— Puede ser dividida en un sector septentrional (zona de Aconcagua) y uno austral (Alto Tunuyán). En el primero, según las observaciones de Vicente (2005), la estructuración de la FPC Aconcagua comenzó durante el Mioceno temprano, en relación a los esfuerzos compresivos producidos durante la fase Pehuenche. Este autor diferenció los Fanglomerados Penitentes, asociados a este período de deformación, de los Aglomerados Santa María. Además, el inicio de la compresión durante el Mioceno temprano estaría confirmado por evidencias geoquímicas sobre un engrosamiento cortical de retroarco en torno al límite Oligoceno-Mioceno. Además consideró que un esquema similar se observa en la cuenca Alto Tunuyán, donde la Formación Palomares (volcaniclástica) se apoya en discordancia sobre el conglomerado Alto Tunuyán, y en la FPC La Ramada, donde la base de la Formación Chinches posee rodados muy similares a los de Penitentes.

Fanglomerados Penitentes.— Sedimentos epiclásticos, producidos a partir de la erosión de rocas mesozoicas, depositados en un ambiente de abanicos aluviales proximales.

Aglomerados Santa María.— Según Vicente (2005) no se los puede considerar como depósitos sinorogénicos, en tanto corresponden a depósitos distales del Complejo Volcánico Aconcagua, y por lo tanto poseen la misma edad (Mioceno medio-tardío). La discordancia que los separa de los Fanglomerados Penitentes, se estima como anterior a los 16 Ma, según la edad más antigua conocida para el C. V. Aconcagua.

Cuenca de Alto Tunuyán.— Corresponde al sector austral de la FPC Aconcagua; está localizada entre la Cordillera Principal y la Cordillera Frontal, y los 33º30' y 34º LS. Posee la particularidad de estar situada en una posición transicional entre las zonas de subducción plana y normal. Giambiagi (2003) propuso un esquema similar al de Vicente (2005), pero con edades más jóvenes, según una datación absoluta, y la correlación con depósitos distales:

Formación Contreras.— Coladas y brechas basálticas, de retroarco, datadas en 18,3 Ma (Mioceno temprano), previas al engrosamiento cortical producido por los corrimientos (Giambiagi y Ramos, 2002)

Conglomerado Tunuyán.— 1400 m. Depósitos sinorogénicos típicos, formados por facies de abanico aluvial procedentes desde el oeste. Giambiagi (2003) correlacionó estos depósitos con la Formación Mariño (ver Cuenca Cuyana), la cual posee dataciones que la situan en 19,2-12,2 Ma (Mioceno temprano-medio), y consideró que su acumulación se habría producido durante el lapso 18-9 Ma (Mioceno temprano-tardío). Por encima, y mediando una discordancia angular, se encuentran los depósitos epiclásticos y volcaniclásticos de la Formación Palomares, con proveniencia desde el este (Cordillera Frontal), y asignados al Mioceno tardío.

Precordillera

Esta región se ubica al oriente de la Cordillera Frontal, y desde el oeste de la provincia de La Rioja hasta el sur de la ciudad de Mendoza. Está constituida por depósitos marinos y continentales paleozoicos, con algunos sectores con basaltos oceánicos y ofiolitas. Desde el punto de vista tectónico se puede diferenciar un sector occidental y central con deformación de tipo epidérmica, y un sector oriental formado por un bloque con vergencia al oeste, del mismo modo que las Sierras Pampeanas (Ramos, 1999a). Los depósitos terciarios, de tipo sinorogénico, reflejan el ascenso y apilamiento de la Precordillera durante el Neógeno y la migración del arco volcánico hacia el este.

Sierra de la Punilla.— La sierra de la Punilla se localiza en el norte de la Precordillera, entre las provincias de San Juan y La Rioja. En su faldeo oriental, al oeste Guandacol, aflora una secuencia de volcanitas y sedimentitas miocenas de unos 940 m de espesor (Limarino *et al.*, 2002), que se extiende en sentido N-S por unos 70 km. Esta columna es conocida como Grupo del Áspero, está integrado por las Formaciones Vallecito, Cerro Morado y Cauquenes (esta última posiblemente del Mioceno tardío; Limarino *et al.*, 2002), y se apoya sobre un basamento Paleozoico. Estos depósitos guardan una estrecha relación con la cuenca de Vinchina, ubicada al noreste, en el ámbito de las Sierras Pampeanas Occidentales.

Formación Vallecito.— 100 a 1200 m. Depósitos eólicos arenosos rojizos, con intercalación de conglomerados volcánicos hacia el techo. Aunque Tripaldi y Limarino (2005) la asignaron al Mioceno, Tedesco (2007) obtuvo un edad K/Ar de 50,7 Ma (Eoceno temprano) en el techo de la unidad en la cuenca de La Troya. No obstante, recientemente fue ubicada por Ciccioli *et al.* (2013) en el Oligoceno-Mioceno temprano? a partir de relaciones estratigráficas, y por lo tanto es incluida aquí con reservas, considerando por el momento esta última edad como válida.

– Contenido icnológico. Alonso Muruaga y Buatois (2012) mencionaron una asociación de trazas fósiles, proveniente de un delgado intervalo asociado a depósitos

de dunas. Las trazas fósiles están dispuestas en las caras de sotavento de grandes set entrecruzados. La icnofauna se caracteriza por la presencia de una asociación relativamente abundante de pequeñas excavaciones verticales simples, referidas a *Skolithos* (domichnia); estructuras de habitación (domichnia) y alimentación (fodinichnia) horizontales a subhorizontales asignables los icnogéneros *Palaeophycus* y *Planolites* respectivamente, y rastrilladas de artrópodos. Esta asociación permite una comparación directa con el modelo de icnofacies de *Octopodictnus-Entradichnus*, sugiriendo controles ambientales principalmente vinculados a la posición de la tabla de agua y las condiciones climáticas dominantes.

Formación Cerro Morado.— más de 700 m. Depositada mediante un suave contacto erosivo sobre la Formación Vallecito, está compuesta por pelitas y areniscas, con escasas intercalaciones conglomerádicas en la parte inferior, y coladas de andesitas y conglomerados volcánicos, arenitas líticas y niveles de pelitas en la superior (Barreda *et al.*, 2003). La datación K/Ar de un rodado andesítico indicó 13.4 ± 1.6 Ma (Jordan *et al.*, 1993), en tanto que la datación de andesitas intercaladas en la columna, aportaron edades K/Ar de 17,6 y 18,3 Ma (Limarino *et al.*, 2002). Es importante señalar que el volcanismo de esta unidad está genéticamente relacionado con las mineralizaciones de oro, plata, hierro y cobre de los distritos Guachi y Gualcamayo.

– Contenido palinológico. Palinomorfos recuperados en el Miembro inferior, en las cabeceras del río Guandacol, en un nivel relacionado a un cuerpo de agua permanente de grandes dimensiones (Barreda *et al.*, 2003). La asociación es poco diversa y está dominada por elementos acuáticos, hierbas acuáticas y vegetación circundante costera. Algas Chlorococcales: *Botryococcus* sp. (Botryococcaceae) *Pediastrum* spp. (Hydrodictyaceae), quistes de dinoflagelados (Dinophyceae); Gimnospermas: *Equisetosporites claricristatus*, *E. notensis* y *E. lusaticus* (Ephedraceae), *Podocarpidites marwickii*, *P. elegans* y *Podocarpidites* sp. (Podocarpaceae); Angiospermas: *Baumannipollis chubutensis* y *Baumannipollis* sp. (Malvaceae), *Chenopodipollis chenopodiaceoides* (Chenopodiaceae), *Malvacipolloides comodoroensis* (Malvaceae), *Milfordia* sp. (Restionaceae), *Nothofagidites acromegacanthus*, *N. americanus* y *N. saraensis* (Fagaceae), *Senipites* sp. (Symplocaceae), *Sparganiaceaepollenites barungensis* (Sparganiaceae), *Tricolpites trioblatus* (Scrophulariaceae).

Cuenca Rodeo-Iglesia.— Está desarrollada en el límite entre Cordillera Frontal y Precordillera, en el centro norte de San Juan; se dispone en sentido N-S, ocupando un área de 70 por 35 km, en tanto que su relleno neógeno alcanza los 3500 m (Ré *et al.*, 2003). Es una cuenca continental, a cuesta ("piggyback") de las láminas de corrimientos de la Precordillera Occidental (Ramos, 1999b). Los depósitos cenozoicos más antiguos, apoyados sobre el Grupo Choiyoi, corresponden a facies distales de los conocidos en el Valle del Cura. A partir de los 17 Ma (Jordan *et al.*, 1997), comenzaron los depósitos de la cuenca de Iglesia, los que sufrieron una reactivación por corrimientos fuera de secuencia hacia los 7 Ma. Aún se está lejos de lograr un acuerdo en la división estratigráfica, posiblemente por marcadas diferencias entre las secciones aflorantes, y la gran dispersión en las dataciones. Se incluye la columna

de Precordillera Occidental (Alonso *et al.*, 2011 y Suriano *et al.*, 2011), debido a su vecindad y similitud estratigráfica.

Secuencia 1.— Fue definida por Ré *et al.* (2003) como la "unidad estratigráfica" más antigua de la cuenca, cuando ésta era elongada y estrecha. Está depositada en discordancia sobre rocas paleozoicas, y compuesta por conglomerados volcaniclásticos violáceos y depósitos piroclásticos, producto de erosión de volcanitas previas y sedimentación piroclástica primaria. La depositación se habría producido entre los 20 y 17 Ma, según dataciones Ar/Ar sobre rodados de dacita, y de circones por trazas de fisión, y según estudios magnetoestratigráficos. Estos autores sugirieron una probable correlación con otras unidades similares del Mioceno temprano a medio, como las formaciones Doña Ana o Cerro de las Tórtolas (ver Valle del Cura), o la Formación Lomas del Campanario (sudeste de la cuenca).

Formación Valle del Cura.— Esta unidad es mencionada en esta cuenca por Alonso *et al.* (2011), quién obtuvo una datación K-Ar de 43,9Ma (Eoceno medio). Como se mencionó en el apartado del Valle del Cura (ver Cordillera Principal y Frontal), las dataciones de esta unidad poseen una gran dispersión, y se consideran más coherentes aquellos correspondientes al Oligoceno tardío-Mioceno temprano.

Formación Puesto La Flecha.— Pelitas rojas con intercalaciones de yeso y niveles de conglomerados, correspondientes a un ambiente de barreal (Suriano *et al.*, 2011). Probablemente esta unidad se correlacione con la "unidad de capas rojas" (Jordan *et al.*, 1993), con dataciones de 32 y 21,5 Ma (Oligoceno temprano-Mioceno temprano).

Formación Cuesta del Viento.— 516 m. Definida por Suriano *et al.* (2011) en el borde occidental de la Precordillera. Está formada por brechas monomícticas, fangolitas castañas, arensicas y conglomerados polimícticos, depositados en ambientes de abanicos coluviales, sistemas entrelazados, y lagos de bolsón o "playa lake". Jordan *et al.* (1993) efectuaron dataciones Ar/Ar en biotita y plagioclasa, con edades de 19,5 y 19,1 Ma (Mioceno temprano). Depositada durante el estadio inicial de la cuenca de Bermejo, evolucionó a una cuenca de "piggy back" durante la migración al oriente del frente orogénico.

Quebrada del Palque.— Los depósitos terciarios de esta zona, comprendida en el ámbito de la Precordillera Central, corresponden en su totalidad a la Formación Pachaco, la cual sucede a depósitos devónicos, en tanto que su contacto superior es tectónico. Representa parcialmente la acumulación proximal de la cuenca del Bermejo.

Formación Pachaco.— 1250 m (figura 8). Está integrada por tres miembros: el Miembro Inferior (150 m) pelítico arenoso, con bentonitas y niveles carbonosos, depositado en un ambiente lagunar con aporte fluvial efímero; posteriormente el elevado aporte sedimentario fue colmando las depresiones, y aumentó la participación

eólica. El Miembro medio (700 m) está formado por areniscas con entrecruzamientos de gran escala, de ambiente desértico, en tanto que el Miembro Superior (400 m) es conglomerádico-arenoso, de origen fluvial. Según el contenido polínico y probables correlaciones con otras unidades, en particular la Formación Río Salado (ver cuenca de Bermejo), se estimó una edad entre 18 y 20 Ma (Mioceno temprano) para el Miembro Inferior (Milana *et al.*, 1993). Por otro lado, la asociación polínica sugiere que el Miembro Inferior se depositó en un cuerpo de agua permanente desarrollado en un ámbito de cierta aridez (Prámparo *et al.*, 1995).

– Contenido palinológico. Una asociación de palinomorfos fue recuperada en el Miembro Inferior (Prámparo *et al.*, 1995, 1996), y está integrada por esporas (*Todisporites major*, *Divisisporites* sp. y *Polypodiidites inangahuensis*), granos de polen (Gimnospermas: *Ephedripites multipartitus*, *Podocarpidites marwickii*, *P.* cf. *verrucosus*, *Podocarpidites* sp., *Dacrydiumites florinii* y *Microcachyidites antarcticus*; Angiospermas: *Tricolpites reticulatus*, *Psilatricolpites psilascabratus*, *Psilatricolpites* sp., *Nothofagidites* cf. *incrassatus*, *N. micromarginatus*, *N. saraensis*, *N. visserensis*, *Sparganiaceaepollenites* cf. *barugensis*, *Ailanthipites* cf. *marginatus*, *Rhoipites* cf. *baculatus*, *Margocolporites* sp., *Smi-*

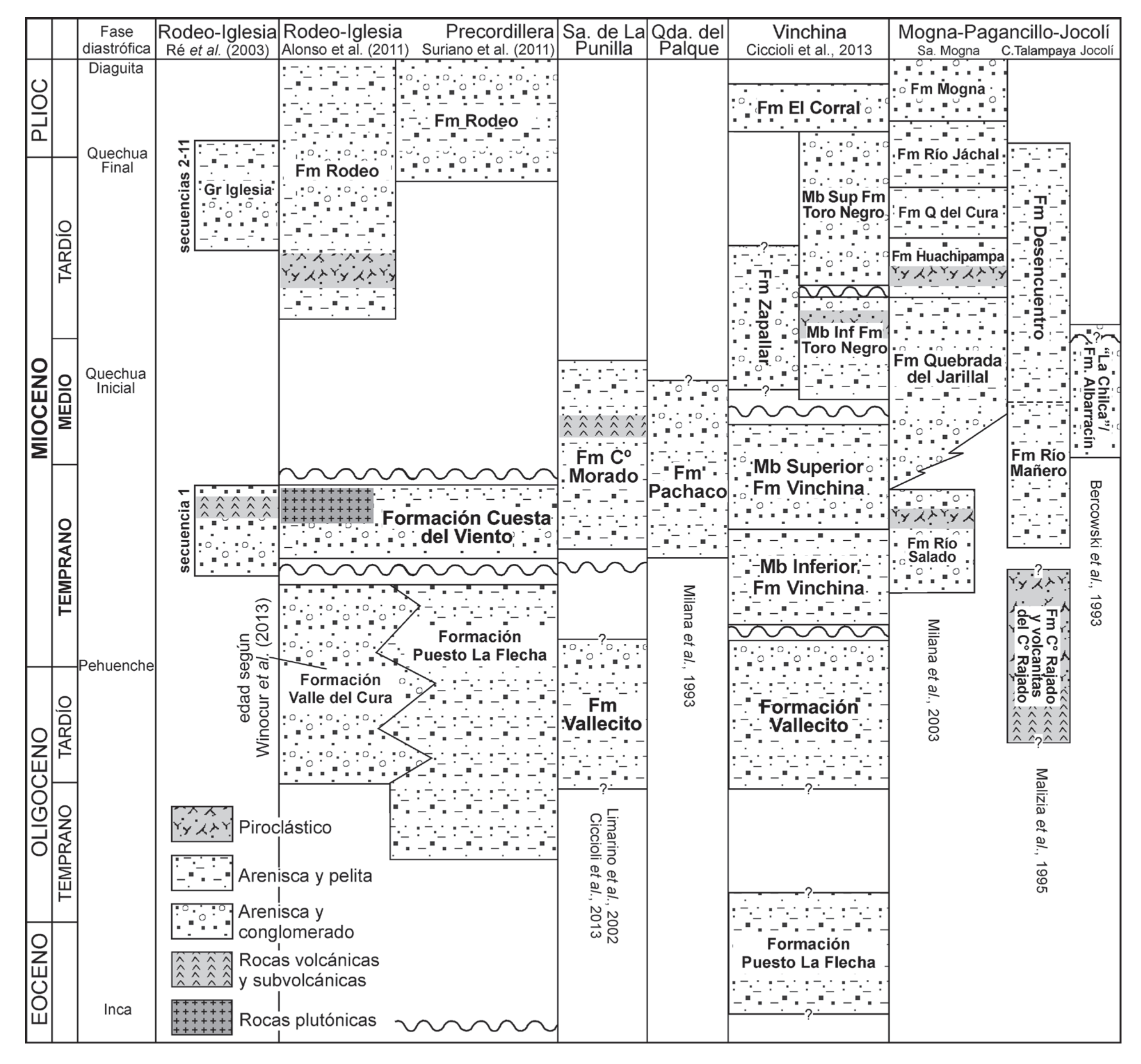


Figura 8. Cuadro estratigráfico general para la Precordillera y la cuenca de Bermejo.

lacipites saltensis, *Potamogetonaceaepites* sp., *Myrtaceidites* sp. y *Polyporina romeroi*) , y restos algales de *Pediastrum* y *Botryococcus*.

Sierras Pampeanas Occidentales

Las Sierras Pampeanas Occidentales se distribuyen por las provincias de Tucumán, Catamarca, La Rioja, San Juan, y el oeste de San Luis. Su basamento corresponde a un orógeno del Paleozoico temprano, con emplazamiento de granitos devónicos y carboníferos. Posteriormente se depositaron los sedimentos continentales del neopaleozoico (Grupo Paganzo). La cuenca de Jocolí, que habitualente fue incluida en la Precordillera, fue recientemente ubicada en el antepaís fragmentado de las Sierras Pampeanas (Martínez *et al.*, 2014). Los afloramientos del valle de Santa María, y zonas cercanas, se encuentran en la zona de transición entre las provincias geológicas de Calchaquenia y las Sierras Pampeanas, pero debido a su continuidad en la zona de Hualfín, son consideradas aquí.

Valle de Santa María.— La estratigrafía y el contenido paleontológico de esta cuenca han sido minuciosamente estudiados, aunque aún permanecen numerosos interrogantes sobre la edad de cada unidad, principalmente en relación a los depósitos miocenos. La Formación Saladillo fue considerada como paleógena (Bossi *et al.*, 1998), aunque el único hallazgo paleontológico conocido corresponda a mamíferos de posible edad miocena media (Powell y González, 1997). Por otro lado aún no hay elementos para precisar la edad de la Formación San José, pero su contenido paleontológico, y la relación con el resto de las unidades permite sugerir que estuvo relacionada con la transgresión paranense (Mioceno medio). Además hay contradicciones entre las dataciones disponibles para las Formaciones Las Arcas y Chiquimil. En consecuencia, las edades expuestas en la figura 9 se consideran preliminares.

Formación Saladillo.— 300 m. Areniscas y limolitas rojizas y pardo claras, que representan ambientes de barreal o bañado salino y su posterior evolución a un sistema anastomosado (Bossi *et al.*, 1998). Se hallaron restos de un megaterino y un notoungulado mesoterino, con cierta afinidad a elementos del Friasense (*c*. 16 Ma; Powell y González, 1997).

Formación San José.— 250-1000 m. Areniscas finas amarillas a verdosas, con estratificación lenticular, tabular, cruzada y laminación ondulítica, y pelitas verdes y castaño claras, con intercalación de capas de yeso y calizas biomicríticas (Galván y Ruiz Huidobro, 1965; Bossi *et al.*, 1998). Es una de las unidades con contenido paleontológico más rico del NOA (Lutz, 1987; Anzótegui, 2001, 2002a, 2002b; Anzótegui y Herbst, 2003; Anzótegui y Cristalli, 2000; Anzótegui y Morton, 2000; Anzótegui y Ferraro, 2000; Mautino, 2006, 2007, 2011; Mautino y Anzótegui, 2002, 2004; Mautino *et al.*, 2002, 2004). Los hallazgos de la provincia de Tucumán fueron resumidos en Herbst *et al.* (2000).

– Contenido paleobotánico. Carophyta: *Chara strobilocarpa* y *Chara* sp. nov. Improntas foliares de *Pteridophyta*: gen et sp. indet 1 y 2; Angiospermas: *Poacea* sp. indet (Poaceae), Arecaceae; *Anacardites* sp., *Schinopsis* aff. *quebracho colorado* (Anacardiaceae), *Jacaranda tertiaria* (Bignoniaceae), *Prosopis* sp., *Erythrina dominguezii*, *Senna* sp., *Leguminosites* spp., *Cassiophyllum* sp., *Podogonium* sp. (Fabaceae), *Laurophyllum* sp.1 (Laureaceae), *Malvaciphyllum quenquiadensis* (Malvaceae), ?*Ficus* sp. (Moraceae), *Myrcyophyllum* spp. (Myrtaceae), *Ziziphus* sp. (Rhamnaceae), *Phyllites* spp. (Familia indet). El registro de frutos y semillas está integrado por: *Attalea olsoni* (Arecaceae), *Embothrites simpsoni* (Proteaceae), *Leguminocarpon* spp. (Fabales), *Ulmus* sp. (Ulmaceae), *Cyperocarpus* spp. (Cyperaceae), *Tibouchina* sp. (Melastomataceae) y *Baccharis* sp. (Asteraceae), semillas, frutos y aquenios indeterminados. El registro de maderas está representado por *Mimosoxylon santamariensis* (Fabales).

– Contenido palinológico. Malvacea: *Malvatriporites sanjosesii*, *Malvacipolloides tucumanensis*, *Echiperiporites santamariana*, *Malvatriporites* (*Malvacipollis*) *argentina*, *Baumanipollis chubutensis*, *Baumanipollis* cf. *B. variaperturatus*, *Baumanipollis* spp., *Malvacipollis* sp. y *Echiperiporites* sp.; este registro representaría el máximo grado de diversificación morfológica y evolutiva que esta familia alcanzó en el Mioceno medio (Mautino *et al.*, 2002, 2004). Además se han reconocido: *Sphaeroplea* sp. (Clorophyta), *Spinitricolpites anzoteguii*, *Periporopollenites vivianae* (Cactaceae), *Clavatricolpites* sp. (Plumbaginaceae), *Botryococcus braunii* (Botryococcaceae), *Areolipollis pirenii*, *A. insularis* (Acanthaceae), *Chenopodipollis minima* (Amaranthaceae/Chenopodiaceae), *Oedogonium cretaceum* (Oedogoniacea), *Coelastrum* sp. (Coelastraceae), *Ovoidites spriggii*, *Ovoidites parvus*, *Ovoidites* sp. 2, *Lecaniella foveata*, *Lecaniella irregularis* (Zygnemataceae), *Retitetracolpites columelae* (Nyctaginaceae), *Compositoipollenites* sp., *Tetracolporites ixerboides* y *Sparsipollis acuminatus* (Mautino, 2011).

– Contenido de invertebrados. Bivalvos: *Neocorbicula stelzneri*, *Neocorbicula santamariana*, ?*Neocorbicula fortis*, *Neocorbicula* sp.; Gastrópodos: *Littoridina* sp.1, *Littoridina zabertiana*, *Potamolithus parodizi*, *Potamolithus* sp. y *Potamolithoides tucumanensis* (Morton 1982, 1984, 1986; Herbst *et al.*, 2000); *Littoridina* sp. (Ibáñez Palacios *et al.*, 2001). Todos estos taxones viven asociados a cuerpos de agua dulce.

– Contenido micropaleontológico. Ostrácodos: *Cyprideis herbsti*; *C. salebrosa*, *Cyamocytheridea ovalis*, *Limnocythere* sp., *Cyprinotus cingalensis*, *Cyprideis* cf. *torosa*, *Darwinula* sp. y *Perissocytheridea* sp. Foraminíferos: *Ammonia parkinsoniana*, *Streblus compactus*, *Nonion demens* f. *santamariana*, *Protelphidium tuberculatum*, *Buccella frigida*, *Trochammina* sp. y "*Nonioniella*" sp., arenáceos y uniloculares indeterminados (Bertels y Zabert, 1980; Zabert, 1984; Herbst y Zabert, 1987; Vergani *et al.*, 1991; Gavriloff y Bossi, 1992; Herbst, *et al.*, 2000).

Además, se mencionó la presencia de pequeños peces Anablépidos (Anzótegui y Herbst, 2003).

Formación Las Arcas.— 300-2300 m. Areniscas con intercalación de pelitas rojas, eventuales conglomerados medianos a finos y areniscas gruesas a sabulíticas hacia el tope (Bossi y Palma, 1982). Las areniscas están muy bioturbadas, con pedotúbulos y calcretes, abundantes hacia el techo del perfil (Muruaga, 1999). Representan una sedimentación fluvial efímera bajo condiciones de flujos mantiformes, con algunos

niveles lagunares (Bossi *et al.*, 1998). Se estimó una edad Mioceno medio, ya que es previa al Complejo Volcánico Farallón Negro, cuyo comienzo fue datado en torno a los 12 Ma. (Bossi y Muruaga, 2009), aunque Spagnuolo *et al.* (2014) obtuvieron una datación Ar-Ar de 8,79 Ma cercana a la base de la Formación Las Arcas, y estimaron su edad entre 9,1 y 6-7 Ma según un estudio magnetoestratigráfico; por otro lado, la datación del miembro medio de la suprayacente Formación Chiquimil, dio una edad Ar-Ar de 9,14 Ma (Esteban *et al.*, 2014). El contenido fosilífero es escaso y solamente se hallaron restos óseos de mamíferos, icnitas, bivalvos (*Corbicula*) y restos de maderas de Leguminosae (Martínez y Lutz, 2005).

Cuenca de Hualfín.— Los afloramientos terciarios del centro de la provincia de Catamarca (alrededores de las sierras de Hualfín, Belén y Capillitas), fueron asignados por González Bonorino (1950) al "Calchaquense" y "Araucanense", separados por las volcanitas hoy conocidas como Complejo Volcánico Farallón Negro (aproximadamente 12-6 Ma). Por su parte Bossi y Muruaga (2009), consideraron que esta columna se depositó en la misma cuenca que el Grupo Santa María (cuenca Santa María-Hualfín). Nombraron a la parte inferior del "Calchaquense" como Formación Hualfín, sobre la que se depositó en discordancia el Grupo Santa María, sin la presencia de la Formación San José, compuesta por las Formaciones Las Arcas, Chiquimil, Andalhuala y Corral Quemado (figura 9). La edad de la Formación Hualfín es controvertida, aunque considerando las dataciones existentes, podría ser considerada como miocena. Según estos autores, se pueden reconocer varios estadios en su evolución tectónica, que incluyen fases de pre-rift (Hualfín), rift inicial (Las Arcas), rift clímax (Chiquimil y Andalhuala inferior), inversión inicial (Andalhuala superior y Corral Quemado) y clímax de inversión (Punaschotter).

"Calchaquense".— 900 m. Se apoya directamente sobre el basamento, y está compuesto de areniscas finas a medias de colores rojos, grises, y gris verdosos, con intercalaciones tobáceas y tufíticas hacia el techo.

Formación Hualfín.— 492 m. Está compuesta de areniscas rojo ladrillo oscuro a violáceo, con rodados dispersos e intercalaciones de areniscas conglomerádicas. Está apoyada sobre el basamento granítico, y su contacto con la Formación Las Arcas es discordante (Bossi y Muruaga, 2009). Estos autores la asignaron con reservas al Eoceno dada su similitud con la Formación Saladillo. Sin embargo, mediante recientes dataciones U-Pb en circones, se obtuvieron valores entre 15 y 11 Ma (Mioceno medio-tardío), que permitieron desestimar una edad paleógena para esta unidad, y vincular su depositación al levantamiento de la sierra de Hualfín (da Poian *et al.*, 2015).

Formación Las Arcas.— Ver valle de Santa María.

Sierra de Guasayán:

Formación Guasayán.— Se distribuye en los alrededores de la sierra de Guasayán, y con menor desarrollo en el borde oriental de la sierra de Ancasti; en ambas

regiones está depositada sobre el basamento cristalino. Su máximo espesor en subsuelo es de unos 400 m, y está compuesta por arcilitas rojas en la base, y pelitas amarillentas y verdosas en la mayor parte de la columna; en su parte superior hay numerosas intercalaciones de tobas y yeso (Blasco *et al.*, 1994) (figura 9). Según Battaglia (1982) sería la manifestación local de los depósitos de la transgresión paranense, debido a sus características litológicas y la correlación con una perforación en Bandera, donde citó el hallazgo de *Ammonia* aff. *becarii parkinsoniana* y *Protelphidium* aff. *tuberculatum*. Esta unidad también fue también mencionada como Formaciones Río Salí y Portillo.

Cuenca del Bermejo.— Cuenca de antepaís desarrollada sobre el basamento de las Sierras Pampeanas Occidentales, entre la Precordillera, y el sistema de Famatina y la sierra de Valle Fértil. Se formó por subsidencia debida a sobrecarga litostática, producto del apilamiento en la Precordillera; hacia los 8 Ma comenzó la fracturación del basamento que provocó la fragmentación en cuencas menores. Debido a la importante subsidencia, durante el Cenozoico se depositó una espesa secuencia, que llega a superar los 9000 m, en concomitancia con alzamientos de igual orden de sus bordes (Lince Klinger *et al.*, 2008). Abarca varios depocentros entre los que destacan las secciones de Vinchina-La Troya, Mogna, Pagancillo y Jocolí.

Cuenca de Vinchina-La Troya.— Esta cuenca se desarrolló en el NO de la provincia de La Rioja, sobre el basamento de las Sierras Pampeanas, entre la Precordillera y el Sistema de Famatina, limitada por los lineamientos de Tucumán y Desaguadero-Valle Fértil (Ciccioli *et al.*, 2013). Registra espesores máximos de depósitos terciarios del orden de los 8000 m, distribuidos en los depocentros de La Troya y Vinchina (Figuras 6 y 8). Ambos depocentros estuvieron conectados hasta el ascenso de las sierras de Umango y Espinal, hacia el comienzo de la depositación del Miembro Superior de la Formación Vinchina. La edad de los depósitos es muy controvertida, pues se han presentado importantes discrpancias en los últimos años. En esta contribución, se consideran las edades expuestas por el último trabajo del grupo de investigadores focalizado al estudio de estos depósitos (Ciccioli *et al.*, 2013). La columna terciaria está apoyada sobre rocas pérmicas, y comienzan con la Formación Puesto La Flecha, ubicada por estos autores en el Eoceno, aunque había sido considerada por Suriano *et al.* (2011), en la Precordillera, como de probable edad oligocena-miocena temprana. Posteriormente se depositaron las Formaciones Vallecito, Vinchina, Toro Negro y El Corral. En La Troya, parte del Miembro Superior de la Formación Vinchina es reemplazado por la Formación Zapallar (Ciccioli *et al.*, 2011), la cual fue cubierta en discordancia por la Formación El Corral.

Formación Vallecito.— 200 m. Ver Sierra de la Punilla.

Formación Vinchina.— 2560 m. Miembro Inferior: areniscas pardo rojizas, pelitas y escasos conglomerados, depositados en sistemas fluviales arenosos efímeros, y sistemas entrelazados y anastomosados, con aporte eólico. Miembro Superior: areniscas y conglomerados, con aumento de pelitas hacia la parte superior, que re-

presentan canales amalgamados y planicie de inundación. Su edad fue consignada por Ciccioli *et al* (2011) como eocena-miocena temprana, pero posteriormente fue ubicada en el Mioceno temprano (Ciccioli *et al.*, 2013)

Formación Zapallar.— Más de 1000 m. Areniscas gruesas, conglomerados y pelitas, correspondientes a sistemas fluviales anastomosados y lacustres someros. Aunque Ciccioli *et al.* (2011) le asignan una edad oligocena tardía, su ubicación por encima de la mitad del Miembro Superior de la Formación Vinchina, permite suponer que es bastante más joven, posiblemente del Mioceno temprano a medio.

Formación Toro Negro.— 3200 a 2600 m. Conglomerados, areniscas, megabrechas intraformacionales y pelitas, correspondientes a un sistema entrelazado que evolucionó a anastomosado con influencia eólica. Esta unidad es considerada en forma amplia como miocena-pliocena temprana (Ciccioli *et al.*, 2013); debido a que las dataciones disponibles (8,6 y 6,8 Ma), corresponden a muestras obtenidas a unos 1500 m de la base de la unidad, es probable que esta unidad haya comenzado a depositarse durante el Mioceno medio, por lo que es incluida en forma provisoria.

– Contenido paleontológico. Martínez y Rodríguez Brizuela (2011) describieron el hallazgo de *Gleditsioxylon riojana*, leño de leguminosa con buena preservación, en la mitad inferior de la Formación Toro Negro. Las características de esta especie sugieren condiciones subtropicales con estacionalidad marcada y abundante disponibilidad de agua. Respecto a los vertebrados, se han recuperado los siguientes mamíferos fósiles los cuales en su conjunto ha sugerido una edad Plioceno temprano: *Proeuphractus limpidus*, *Chorobates villosissimus*, *Paleuphractus* sp., cf. *Doellotatus inornatus*, *Lomaphorops corallinus*, *Neuryurus* cf. *giganteus*, cf. *Urotherium* sp. (Cingulata), *Xyophorus* aff. *bondesioi*, cf. *Plesiomegatherium*, cf. *Proscelidodon* sp. (Tardigrada), *Abrocoma* sp., *Protabrocoma* sp., *Propediolagus* sp. (Rodentia) y *Eoauchenia* sp. (Litopterna) (Rodríguez Brizuela y Tauber, 2006).

Sierra de Mogna.— Se sigue la propuesta de Milana *et al.* (2003), quienes estudiaron los afloramientos que se extienden en sentido N-S entre las localidades de San Juan y Huaco, donde aflora la secuencia más completa de la cuenca del Bermejo. Además, esta columna posee muy escasas discontinuidades internas y un excelente control crono y magnetoestratigráfico. La columna cenozoica se apoya sobre rocas del Pérmico al Jurásico, y comienza con la Formación Río Salado (figura 8), a la que suceden en forma concordante las Formaciones Quebrada del Jarillal, Huachipampa, Quebrada del Cura, Río Jáchal y Mogna, y posteriormente a una discordancia, la Formación El Corral.

Formación Río Salado.— 226 m. Comienza con conglomerados inmaduros y fangolitas, depositados por corrientes de creciente poco canalizadas en un ambiente de abanico aluvial; continúan pelitas castaño rojizas intercaladas con tobas, intensamente bioturbadas, y eventuales carbonatos con estructuras estromatolíticas, depositadas en un ambiente de "playa lake" limoso. Por último se depositaron areniscas intercaladas con pelitas rojizas, con características de un abanico aluvial terminal.

Esta unidad representa el comienzo de la depositación en la cuenca, en un ambiente de "playa lake" que continuó en sistemas fluviales efímeros, con una tasa de acumulación media a baja, durante el intervalo 19-17 Ma (datación 17,0 Ma; Mioceno temprano; Milana *et al*., 2003).

Formación Quebrada del Jarillal.— 690 m. Compuesta de areniscas en ocasiones guijarrosas, y pelitas rojizas, con yeso y rizoconcreciones, correpondientes a un ambiente de ríos entrelazados con edafización en la planicie aluvial. Continúan en la columna pelitas arenosas de planicie aluvial terminal de muy baja pendiente; hacia el techo se encuentran pelitas y areniscas típicas de un sistema fluvial efímero arenoso. Se estimaron tasas de acumulación muy bajas, correspondientes a suelos y planicie terminal, seguida de una tasa alta por la progradación de un sistema fluvial efímero, y una depositación entre los 17 y 8,8 Ma (Mioceno temprano-tardío; Milana *et al*., 2003).

Cuenca de Pagancillo.— Los principales afloramientos se encuentran en el Campo de Talampaya, donde aflora una secuencia sedimentaria neógena (18-4,6 Ma) de 2300 m de espesor (Malizia *et al*., 1995), que representa el relleno distal de la cuenca del Bermejo, posiblemente en el entorno del domamiento ("bulge") periférico. La columna neógena está apoyada en discordancia sobre rocas triásicas, y comienza con limitados afloramientos de rocas volcánicas y volcaniclásticas de la Formación Cerro Rajado, sobre las que se disponen en discordancia aparente las formaciones Río Mañero y Desencuentro. Esta cuenca se desvinculó de la cuenca del Bermejo durante el Plioceno, debido al ascenso de la sierra de Valle Fértil.

Formación Cerro Rajado.— 50 a 400 m. Psefitas asociadas a volcanismo basáltico (Georgieff *et al*., 2009). Habitualmente es considerada de edad cretácica, aunque las dataciones disponibles indican edades entre 28 y 13 Ma (Malizia *et al*., 1995). A pesar que su distribución es muy acotada, es de suma importancia ya que representaría la manifestación volcánica más antigua de Sierras Pampeanas.

Formación Río Mañero.— 800 m. Pelitas, areniscas y evaporitas, de colores predominantes rojizos, con intercalaciones tobáceas verdosas, depositadas en un ambiente de playa de bolsón, con la intercalación en su parte media de acumulaciones fluviales, lacustres y deltaicas. Una datación por trazas de fisión en la parte superior dio un valor de 15 Ma (Mioceno medio), en tanto que su edad estimada según magnetoestratigrafía es de 18-12,6 Ma (Mioceno temprano-medio), con el episodio fluvio deltaico en torno a los 15,5 Ma.

Formación Desencuentro.— 1500 m. Sucede en forma transicional a la anterior, y está compuesta por pelitas y areniscas finas de color gris, con intercalación de tobas y yeso laminado. La sedimentación comenzó en un ambiente lagunar, el cuál fue pronto reemplazado por un ambiente fluvial que dominó el resto de la unidad, con la esporádica formación de lagunas y paleosuelos. Dataciones por trazas de fisión en el sector superior de la columna dieron valores de 7,5-7,4 Ma (Mioceno tardío),

en tanto que su depositación completa se habría producido entre 12,6 y 4,6 Ma (Mioceno medio-Plioceno temprano), a partir de un estudio magnetoestratigráfico (Malizia *et al.*, 1995).

Cuenca de Jocolí.— Esta cuenca constituye la continuación de la cuenca del Bermejo hacia el sur de la sierra de Pie de Palo, y la conexión con la cuenca Cuyana. En La Chilca (Figuras 6 y 8) aflora una columna limitada por fallas en el piso y en el techo, mediante las cuáles contacta con rocas paleozoicas.

Formación Albarracín / Secuencia La Chilca.— 1500 m. Pelitas, areniscas y conglomerados, con arreglos faciales de planicie aluvial con descargas efímeras que es cubierta por un abanico aluvial medio a proximal. A su vez se observó hacia la parte superior un incremento de los tipos litológicos provenientes de Precordillera, señal de su elevación. Cerca de su base una muestra de toba dio una edad Ar/Ar de 15,4 Ma (Mioceno medio), en tanto que se estimó la finalización de la depositación de esta unidad hacia los 12-10 Ma, según comparación con columnas similares (Bercowski *et al.*, 1993).

Sistema de Famatina

El Sistema de Famatina es tratado en forma separada de las Sierras Pampeanas, ya que posee un importante desarrollo de rocas sedimentarias y cristalinas ordovícicas. Por otro lado comparten un estilo estructural similar, es decir bloques de basamento ascendidos durante el Neógeno, y basculados por fallas lístricas inversas. Está formado por las sierras de Las Planchadas, Narváez, Famatina, Paimán, Sañogasta y Paganzo, y limita con la Precordillera y las Sierras Pampeanas Occidentales al oeste, y con las Sierras Pampeanas Orientales al este. Los depósitos sinorogénicos se intercalan con rocas andesíticas y dacíticas, generadas a partir de la migración del arco volcánico hacia el antepaís entre los 10 y 4 Ma.

Los depósitos neógenos mejor desarrollados se encuentran en una faja N-S de unos 100 km de longitud, entre las sierras de Famatina y Paimán (F en Figura 6), y poseen un espesor superior a los 3700 m. Estos depósitos, apoyados sobre el Grupo Paganzo (Paleozoico superior), son reconocidos como la Formación del Crestón y el Grupo Angulos (Neógeno). Esta columna permitió estimar un temprano comienzo del antepaís fragmentado en estas latitudes, hacia los 17 Ma, con participación del basamento en la deformación, y con volcanismo de retroarco contemporáneo, características comunes de la subducción plana (Zambrano *et al.*, 2011; Dávila, 2005).

Formación del Crestón.— 1800 m. Esta unidad, también conocida como "Famatiniano", está compuesta por conglomerados y areniscas, niveles de limolitas y nódulos de yeso, de colores rojizos y morados. Previamente a su depositación se produjo la peneplanización del sustrato; en primer lugar se depositó un delgado conglomerado basal de extensión regional, al que siguieron dos ciclos granocrecientes con facies típicas de barreal y abanico aluvial (Dávila y Astini, 2002). No

se hallaron fósiles, por lo que ha sido asignada históricamente a diferentes edades entre el permotriásico al Mioceno. Recientemente Zambrano *et al.* (2011) estimaron su depositación entre 16,7 y 14,5 Ma (tardío Mioceno temprano-Mioceno medio), mediante un estudio magnetoestratigráfico.

Grupo Angulos.— Está formado por las formaciones del Abra, del Buey, Santo Domingo y El Durazno. La edad de este grupo no presenta en la actualidad demasiadas dudas. La parte media de la Formación El Durazno ha sido estimada, según dataciones, en 8-4 Ma, por debajo de la cual se encuentran más de mil metros y una discordancia basal. Como consecuencia de la edad del techo de la Formación del Crestón, en torno a los 14-15 Ma (Zambrano *et al*., 2011), es consistente asignar el resto de las unidades de este grupo al Mioceno medio (Dávila, 2005).

Formación del Abra.— Más de 500 m. Constituye la base del Grupo Angulos, y se dispone en contacto tectónico por encima de la Formación del Crestón. Está compuesta por conglomerados, areniscas conglomerádicas y limolitas de colores claros y rojizos; hacia el techo posee delgadas intercalaciones de niveles de calizas. Según Dávila (2005), la procedencia del material clástico es predominante desde las Sierras Pampeanas, y fue depositado en un ambiente de abanicos aluviales, los que evolucionaron a abanicos terminales.

Formación del Buey.— 200-1200 m. Pelitas con intercalaciones de conglomerados finos y niveles carbonáticos, con colores amarillento a verdoso y morado. Estos fueron interpretados como depósitos fluviales entrelazados y lacustres, de baja energía, con frecuente exposición subaérea. El ambiente de depositación correspondería a una playa sometida a episodios de mayor energía como crecientes laminares, flujos de detritos y corrientes encauzadas (Barreda *et al*., 2006).

– Contenido de invertebrados. Bodenbender (1922) halló restos de *Corbicula stelzneri* en niveles de calizas estromatolíticas, los cuáles fueron asociados con los niveles con microforaminíferos y microflora de afinidad paranense, en otras regiones del oeste argentino (Pérez *et al*., 1996). En el tope de la unidad, se halló una abundante malacofauna y trazas pertenecientes a la icnofacies de *Scoyenia* (Dávila, 2005).

– Contenido palinológico. La asociación palinológica proviene de un único horizonte de sedimentación lacustre, próximo a la base (Barreda *et al*., 2006), e integrada por polen, esporas y algas de agua dulce. Algas Chlorococcales: *Botryococcus* sp. (Botryococcaceae) e Hydrodictyaceae (Botryococcaceae); Briofitas: espora de briofita indet. (Cleveaceae) y *Reboulisporites fuegiensis* (Aytoniaceae); Pteridófitas: *Cicatricosisporites* sp. (Schyzaeaceae), *Leptolepidites* sp. (Dennstaeditiaceae:) y *Muricingulisporis chenquensis* (Dennstaeditiaceae); Gimnospermas: *Equisetosporites claricristatus*, *E. notensis* (Ephedraceae) y *Podocarpidites* spp. (Podocarpaceae); Angiospermas: *Baumannipollis* sp. cf. *B. evae*, *Baumannipollis* sp. 1 y sp. 2 (Malvaceae), *Chenopodipollis chenopodiaceoides* (Chenopodiaceae), *Magnaperiporites* sp., (Convolvulaceae?), *Mutisiapollis* sp. (Asteraceae), *Senipites* sp. (Symplocaceae), *Sparganiaceaepollenites barungensis* (Sparganiaceae), *Tricolpites trioblatus* (Convolvulaceae) y *Tubulifloridites antipodica* (Asteraceae).

Formación Santo Domingo.— 200 m. Areniscas claras con estratificación entrecruzada de gran escala, y escasos niveles pelíticos y psefíticos. Facies típicas de ríos entrelazados y dunas en zona de baja pendiente.

Sierras Pampeanas Orientales

Las Sierras Pampeanas Orientales comprenden las sierras de Córdoba y el sector serrano oriental de San Luis (Ramos, 1999a), sin embargo, debido a la continuidad de la nomenclatura estratigráfica, también se consideran aquí las sierras del oeste de San Luis y del SE de La Rioja, y la cuenca de las Salinas (o Saliniana). El basamento corresponde a un orógeno generado durante el Proterozoico, colisionado y metamorfizado hacia la base del Cámbrico, con emplazamiento de granitos silúricos a carboníferos. Por encima se conocen depósitos de sinrift del Cretácico asociados a basaltos. La estructura es producto del movimiento de bloques, limitado por fallas inversas con vergencia al oeste, principalmente a partir del Mioceno temprano (Ramos, 1999a). La edad del relleno asignado al Mioceno temprano a medio es incierta, debido a la escasez de fósiles. Las unidades incluidas en forma tentativa, fueron referidas a esta edad por su semejanza con la Formación Los Llanos, a su vez de probable edad miocena temprana-media, según correlación con la Formación Del Crestón (Zambrano *et al*., 2011; ver Sistema de Famatina).

Los Llanos:

Formación Los Llanos.— 40 m. Definida en el borde oriental de las Sierras Pampeanas Occidentales, en las sierras de Los Llanos, Brava y Ulapes, también se distribuye en varios sitios de la Sierra Chica de Córdoba y de valle de Punilla, donde es también conocida como Calcrete Avellaneda. Son secciones de poco espesor (hasta 300 m en subsuelo), por lo que se consideran depósitos condensados (Ezpeleta *et al.*, 2006), ya sea por una posición distante en el antepaís o en una zona de domamiento periférico ("forebulge"). Actualmente existen profundas discrepancias sobre la edad de la Formación Los Llanos, debido a los recientes hallazgos de huesos y huevos de dinosaurios cretácicos (citas en Astini *et al*., 2014) en algunas localidades del SE riojano. Los depósitos conocidos con este nombre en las sierras de Córdoba, asignados al Mioceno, en realidad corresponderían a otra unidad que aún no ha sido definida (Tauber, comunicación personal, agosto de 2017). De todos modos, y habida cuenta de las diferentes posturas, se incluye en forma provisoria esta unidad en esta contribución.

En las secciones riojanas, se apoya sobre un basamento ordovícico, y está compuesta por depósitos fluvio-eólicos, calcretes y paleosuelos silcretizados, cuyo arreglo indicaría un pasaje de climas secos a más húmedos hacia el techo. Su ubicación en el Mioceno temprano fue realizada por correlación con la Formación El Crestón; por otro lado las características climáticas sugieren que el cambio a condiciones de mayor humedad se podrían haber generado durante el Mioceno medio, por el

alzamiento de barreras climáticas al oeste, en un contexto tectónico de energía moderada, mucho mayor hacia el Mioceno tardío-Plioceno (Ezpeleta *et al.*, 2006).

En las sierras de Córdoba, la Formación Los Llanos está compuesta de depósitos limo arenosos a conglomerádicos calcificados, calcretes y escasos silcretes, y se apoya sobre el basamento, o sobre sustratos paleozoicos, mesozoicos y cenozoicos. Fue interpretada como una superficie de peneplanización regional con posición subhorizontal que permite separar, a grandes rasgos, las evoluciones pre-miocena y mio-pliocena (Astini *et al.*, 2014), e indicaría una prolongada etapa de tranquilidad tectónica, previa a la estructuración de cordones serranos y valles que caracterizan al antepaís fragmentado.

Según Astini *et al.* (2014), la formación del complejo de calcretes estuvo comprendida entre el Paleógeno y el Neógeno, previa a la fragmentación definitiva del zócalo cristalino ocurrida durante el Mioceno temprano. En los valles situados a ambos lados de la Sierra Chica, se apoya sobre rocas paleógenas, y está asociada con un intervalo de quietud tectónica y degradación del paisaje. Esto se manifiesta en su composición, estructura y texturas, que indican un clima semiárido persistente, que afectó a una extensa región del centro-oeste argentino.

Salinas Grandes:

Formación Saquión.— 50 m. Aflora en el borde oriental y suroriental de las Salinas Grandes, y apoya en discordancia sobre depósitos del Cretácico. La sección inferior o Miembro El Simbolar, está constituida por sedimentos finos y arenosos verdosos, rosados y grises, marga con materia orgánica y estromatolitos, y chonitas, fuertemente bioturbados y con estructuras heterolíticas que sugieren una secuencia de somerización (Bertolino *et al.*, 2000). La sección superior o Miembro Los Tártagos está integrada por pelitas y areniscas rojizas, con escasas trazas fósiles. Astini *et al.* (2014) describieron afloramientos con depósitos muy similares al Miembro Los Tártagos, a los que llamaron Unidad Rojiza Los Tártagos, de espesor y granulometría mayores que aquel; estos habrían sido depositados en abanicos aluviales y sistemas entrelazados, con mayor participación de facies de llanura hacia el techo, en un clima de marcada estación seca; por último sugirieron con dudas una edad miocena, posiblemente tardía. Según Bertolino *et al.* (2000), la presencia de *Teichichnus* isp. de hasta 12 cm, grandes ejemplares de *Diplocraterium* isp., y la morfología estratiforme de los estromatolitos, indicarían que el Miembro El Simbolar fue depositado en un ambiente marino litoral o de costa salobre mixta. Este ambiente estaría asociado con la ingresión Paranense, que habría inundado el ámbito de las Salinas Grandes hasta el borde de las Sierras Pampeanas. Además, sugirieron que el Miembro Los Tártagos es característico de un lago alcalino instalado durante el cierre de la cuenca (Bertolino *et al.*, 2000).

– Contenido paleontológico. Uno de los autores (HGM) estudió muestras del Miembro El Simbolar en búsqueda de microfósiles, pero todas resultaron estériles. Bertolino *et al.* (2000) mencionan el hallazgo de los icnogéneros *Arenicolites*, *Diplocraterion* (en su forma de *Bifungites*), *Helminthopsis*, *Palaeophycus*, *Phycodes*, ¿*Rhizocorallium*, *Skolithos*, *Teichichnus*, y otros no definidos.

Cuenca de Las Salinas:

Formación San Roque.— En la cuenca de Las Salinas (LS en Figura 6) Azeglio *et al.* (2008) analizaron la velocidad de subsidencia en dos perforaciones, y obtuvieron para las unidades cretácicas valores del orden de 0,008-0,003 mm/año, para la Formación San Roque (asignada al Mioceno medio) de 0,043, y para la Formación Las Mulitas (Mioceno medio-Plioceno) de 0,27. El espesor de las unidades neógenas es de 1500-2000 m, debido a la elevada subsidencia de la cuenca, mucho mayor que el conocido en los afloramientos de las mismas unidades, o de la Formación Los Llanos.

Centro de San Luis:

Los antecedentes referidos al Neógeno de San Luis fueron analizados en las contribuciones de Pascual y Bondesio (1981). Posteriormente Costa *et al.* (1997, 1999, 2000, 2005) brindaron un marco de la geología regional del centro y norte de la provincia.

Los depósitos asignados al Mioceno temprano a medio corresponden a las Formaciones San Roque (Flores, 1969) y Paso de las Carretas (Santa Cruz, 1979). Ninguna de las estas unidades tiene fechados absolutos, ni un registro de fósiles diagnósticos que permitan acotar la edad, razón por la cual, se propone su evolución entre el Eoceno tardío?-Oligoceno temprano y Mioceno, considerando las fosilíferas y suprayacentes Formación Las Mulitas (Flores, 1969) y Formación Río Quinto (Santa Cruz, 1979), respectivamente.

Formación San Roque.— 350 a 1800 m. Aflora fundamentalmente en el piedemonte austral y occidental de la Sierra de San Luis, y el borde oriental de las Serranías Occidentales. En el primer caso, suprayace al basamento y es cubierta por sedimentos cuaternarios; mientras que en el segundo caso, se apoya sobre las sedimentitas cretácicas y es cubierta por los depósitos de la Formación Las Mulitas.

El perfil tipo corresponde a las sucesiones descriptas por Flores (1969) en Las Barrancas (34 km al SSE de San Luis). Este autor la asignó al Mioceno, y la subdividió en un Miembro Inferior de conglomerados polimícticos, un Miembro medio con areniscas arcósicas gruesas y medianas, y un Miembro Superior de areniscas arcillosas y conglomerados polimícticos.

Distintas contribuciones, entre las que se destacan aquellas de Rivarola (1990), Di Paola y González (1992), Di Paola y Rivarola (1992) Di Paola (1994), Sozzi *et al.* (1995), Cappiello (2004) y Camina (2016), se refieren en detalle a la Formación San Roque aflorante en el sur de la Sierra de San Luis, y en todos los casos la asignaron en sentido amplio al Mioceno.

Un análisis detallado sobre la estratigrafía de la Formación San Roque fue proporcionado por Di Paola y Rivarola (1992), quienes la subdividieron en un Miembro Inferior de conglomerados, asociados con areniscas y pelitas, un Miembro medio constituido por conglomerados, areniscas y escasos lentes de arcilitas, y un Miembro Superior representado por pelitas. Toda la sucesión está vinculada a depósitos

de abanicos aluviales, sistemas fluviales entrelazados, barreal y lacustres, bajo un clima árido a semiárido. La relación entre los diferentes eventos sedimentarios y la evolución tectónica puede ser consultada en los trabajos de Cortez y Costa (1991), Costa (1992) y Costa *et al.* (1995).

Formación Paso de las Carretas.— 41,5 m. Constituye depósitos de escaso espesor aflorante y reducida expresión areal, localizados sobre el basamento en la cuenca del Río Quinto, y son cubiertos por la Formación Río Quinto (Santa Cruz, 1979).

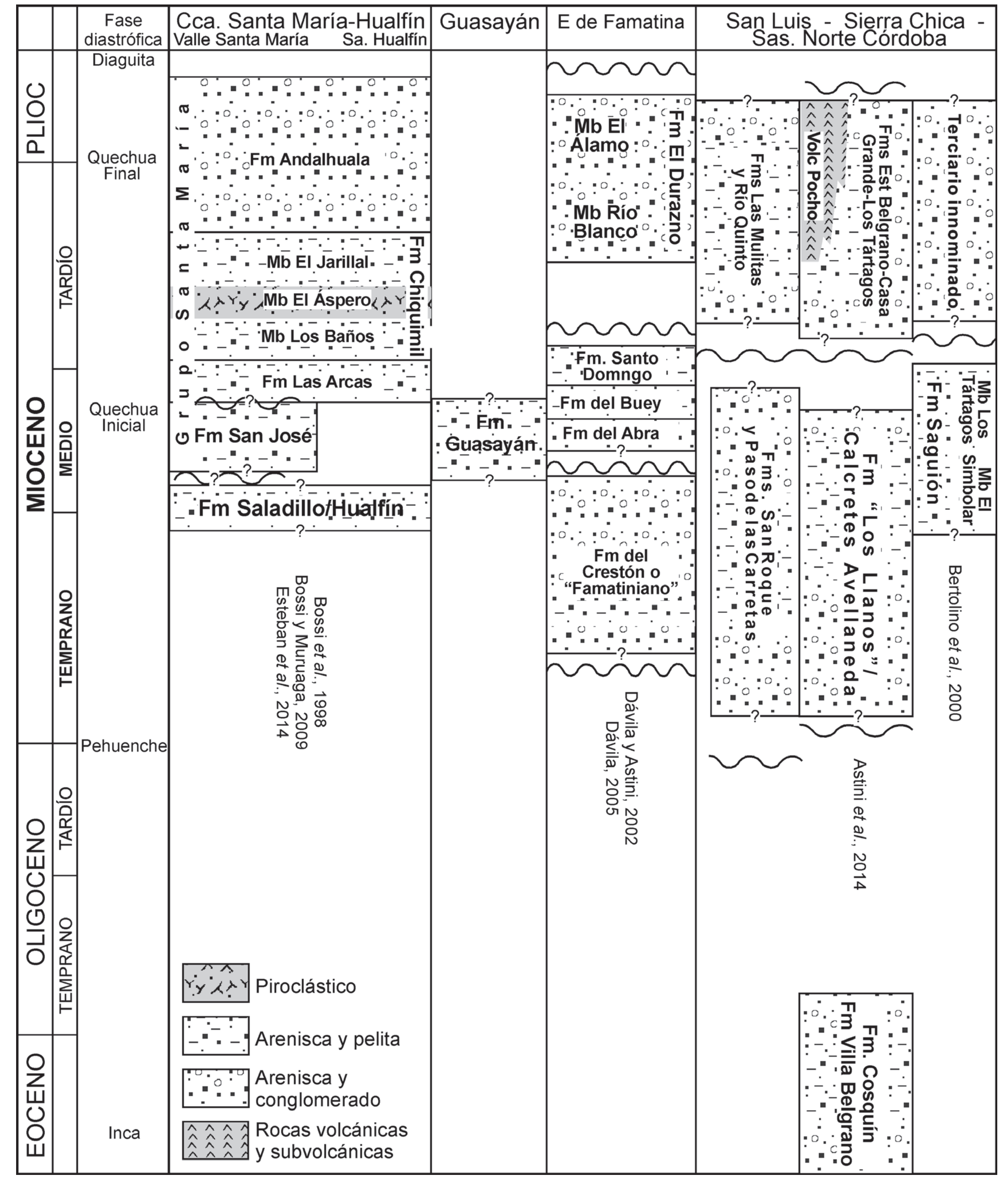


Figura 9. Cuadro estratigráfico general para las Sierras Pampeanas y Famatina.

El perfil tipo de la Formación Paso de las Carretas fue propuesto por Santa Cruz (1979) en la sección ubicada inmediatamente al sur del actual dique del Embalse Paso de las Carretas y asignada al Terciario?. Las características litológicas dominantes corresponden a areniscas conglomerádicas cementadas por sílice. Di Paola (1994) se refirió a los calcretes de la Formación Paso de las Carretas y aquellos aflorantes al noreste de la Sierra de San Luis, en cercanías de Santa Rosa del Conlara, y en la periferia del Cerro El Morro. Destaca que los mismos se habrían producido por el desarrollo de suelos calcáreos, formados sobre sedimentos fluviales de acreción vertical.

Recientemente, Basaez y Chiesa (2014) asignaron la Formación Paso de las Carretas al Mioceno, y la caracterizaron como conglomerados arenosos y areniscas conglomerádicas, consolidados, entoscados, y dispuestos en cuerpos de geometría tabular con estratificación horizontal grosera, de coloración pardo rojiza a pardo grisácea. Por su parte, Basaez (2016) se refirió a la Formación Paso de las Carretas, como una secuencia calcárea y clástica, en donde el complejo calcáreo se corresponde con calcretes freáticos y pedogenéticos, que se interestratifican con una sucesión gravo-arenosa y depósitos limosos a limo-arenosos. La cementación calcárea, alcanzó un alto grado de desarrollo.

III. SECTOR ANDINO SURMENDOCINO

Esta región corresponde al segmento Centro-Sur (34-38° LS – figura 10), según la clasificación tectónica de Ramos (1999c). Este tramo de la cordillera y la región extraandina adyacente, posee una compleja historia producto de un período de horizontalización de la losa oceánica entre el Mioceno medio y tardío (Ramos *et al.*, 2014). Como resultado, se produjo un avance del antepaís y del volcanismo calcoalcalino hacia el este, y su posterior retroceso, que generaron una gran complejidad en la estratigrafía. Recién en los últimos años se está empezando a comprender la evolución neógeno-cuaternaria de toda esta región, a partir de la realización de dataciones absolutas en numerosas localidades. A su vez, la horizontalización de la losa, ayuda a explicar el ascenso del bloque de San Rafael. Con el regreso de la subducción normal, el arco volcánico se volvió a instalar cerca del límite con Chile, y se produjo la deformación de los depósitos miocenos de la cuenca de Cacheuta y en la FPC Malargüe, en tanto que en la región de Payenia se instaló un régimen extensivo que favoreció la efusión de grandes volúmenes de basaltos de retroarco.

Cordillera Principal y Payenia

Las rocas del Mioceno temprano a medio de estas provincias geológicas se pueden dividir en el sector correspondiente a la cordillera, y a la franja localizada hacia el este, donde las cuencas neógenas fueron expuestas desde fines del Mioceno, en torno al límite con Payenia. En el área cordillerana se localizan el arco volcánico cuaternario, y afloramientos muy extendidos de rocas volcánicas y subvolcánicas

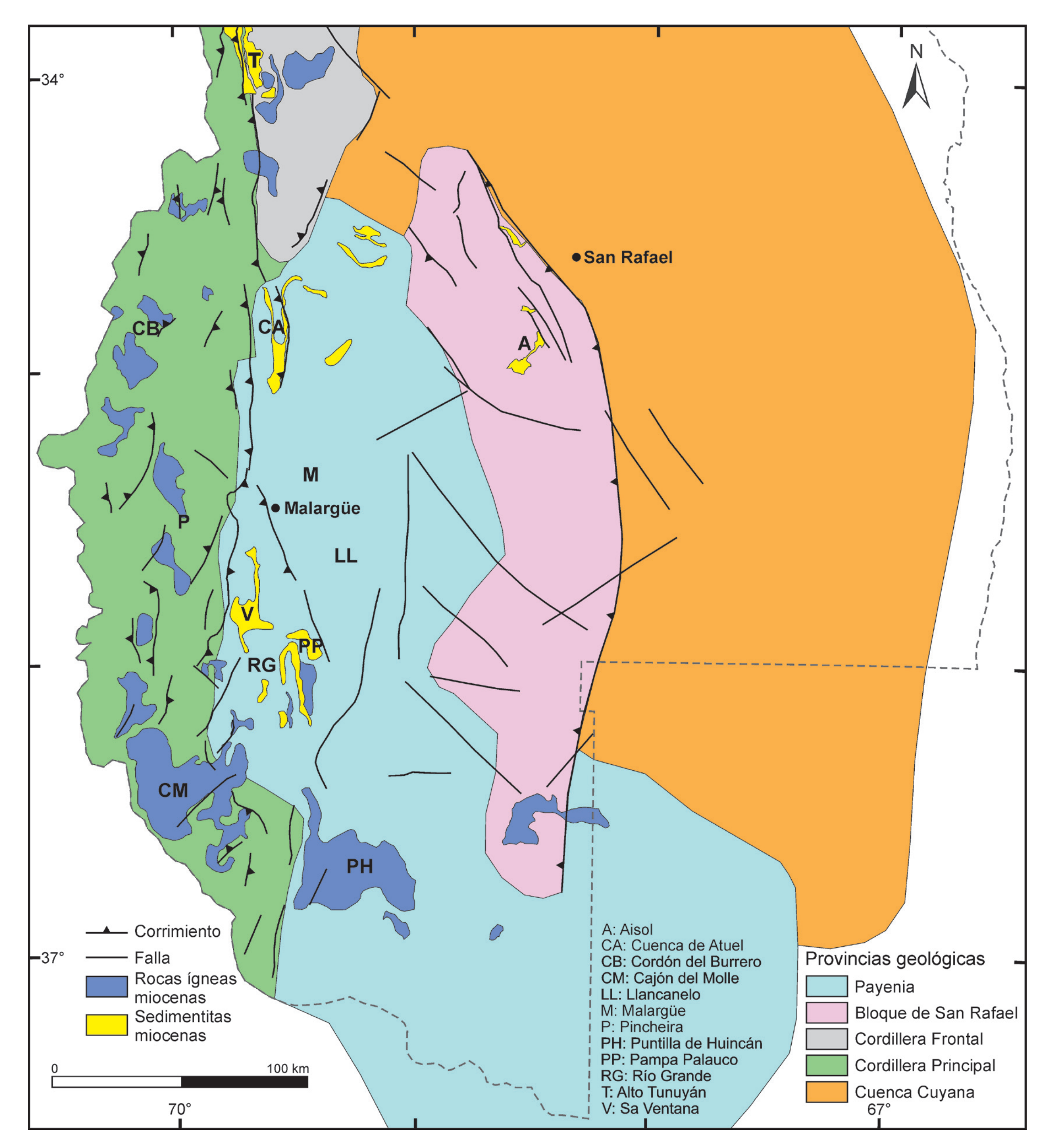


Figura 10. Rocas del Mioceno Temprano-Medio aflorantes en el centro y sur de la provincia de Mendoza; provincias geológicas modificadas de Ramos (1999a).

calcoalcalinas neógenas. Estas últimas fueron agrupadas por Nullo *et al.* (2005) en el Ciclo Eruptivo Huincán, compuesto por andesitas, basaltos, basandesitas y dacitas, y cuerpos porfíricos; estos autores las consideraron en varias ocasiones, de edad "miocena inferior a superior", aunque las dataciones aportadas lo limitan entre 13,6 y 5,9 Ma, y por lo tanto no habrían comenzado a formarse hasta fines del Mioceno medio.

Cuencas de Atuel y Pincheiras-Malargüe.— En la zona de contacto entre la Cordillera Principal y Payenia, se localizan una serie de depocentros deformados y expuestos por acción de la FPC Malargüe; estos depocentros poseen una gran complejidad estratigráfica, debida a la abundancia de centros eruptivos durante el

Neógeno, que habrían generado depósitos no necesariamente correlacionables entre las diferentes zonas. Las rocas volcánicas se han nombrado históricamente según un esquema más o menos fijo, con correlaciones poco fiables, lo que ha dado lugar a una profusión de propuestas estratigráficas donde los "pisos" volcánicos y los depósitos clásticos y volcaniclásticos intercalados (palaocolitense, mollelitense, colloncurense, y sus derivados, entre otros) ocupan las más diversas edades (figura 11). Es imposible en este espacio una revisión completa de estas propuestas, y solamente se describirán aquellas columnas mejor conocidas y con dataciones confiables. A modo de guía se sigue la propuesta de Arcila Gallego (2010); la cuenca Pincheiras-Malargüe corresponde a cuatro depocentros alineados en sentido meridiano, para los que se resume una secuencia ideal; la cuenca de Atuel está mucho menos estudiada, y en forma preliminar se puede considerar la misma columna. Se describen las unidades consideradas por esta autora, según el posible orden estratigráfico, aunque existen otras definidas en la región, sobre las que no existe hasta el momento un esquema claro (formaciones Ranquil-Có, Tristeza, Huincán, Tobas Fortunoso, Estratos de Molina, etc.).

Formación Palaoco o Palauco.— 30-70 m. Esta unidad ha sido descripta principalmente en la Payenia, desde la sierra de la Ventana hasta al sur del volcán Payén. Está compuesta por coladas y brechas basálticas, y algunas intercalaciones piroclásticas andesíticas, correspondientes a un ambiente de retroarco con composición alcalina, durante un período extensional. Aunque hay una gran dispersión en las dataciones, los valores más confiables se encuentran en el rango de 24-19 Ma.

Formación Molle.— 50-550 m. Aflora entre los 35 y 37 ° LS, en el este de la Cordillera Principal y el oeste de Payenia. Está compuesta de brechas y aglomerados de andesitas hornblendíferas, basaltos y dacitas, calcoalcalinas a alcalinas, con intercalaciones tobáceas, asociadas a un ambiente de retroarco y los estadios iniciales del arco volcánico. Aunque hay una gran dispersión en los valores de las dataciones, las edades más confiables se encuentran en el rango de 18-14 Ma. Representaría la depositación proximal a media del material emitido por centros volcánicos localizados al sur y sudeste, y además está relacionada lateralmente con los depósitos epiclásticos de la Formación Agua de la Piedra (Arcila Gallego, 2010).

Formación Agua de la Piedra.— 100-400 m. Aflora en diversas localidades del oriente de la Cordillera Principal, entre el río Atuel y el sur de la sierra de Palauco. Esta unidad está caracterizada por conglomerados, areniscas tobáceas, tobas e intercalaciones pelíticas, y en ocasiones se observa un banco basal característico conocido como "rodados lustrosos". El material clástico proviene del volcanismo contemporáneo y la erosión de sedimentitas mesozoicas, y fue depositado en un ambiente de abanico aluvial medio a distal, con proveniencia desde el oeste y sudoeste. La edad es controvertida, ya que de acuerdo a la literatura, ha sido asignada a diversas edades entre el Oligoceno tardío y el Mioceno tardío. Las relaciones estratigráficas y el contenido de vertebrados fósiles, característicos de la edad Deseadense, provenientes de los afloramientos al sur de la Provincia, han sugerido edades del Oligoceno tardío

(Gorroño *et al*., 1979; Yrigoyen, 1993; Cerdeño *et al*., 2010; Cerdeño y Vera, 2010, 2015; Cerdeño, 2011; Cerdeño y Reguero, 2015). Sin embargo, los depósitos de la Cordillera Principal fueron asignados al Mioceno tardío, según dataciones radiométricas sobre muestras de la Cuchilla de la Tristeza (12,4 ± 1,2 y 8,8 ± 0,4 Ma; Baldauf *et al*., 1997; Combina *et al*., 1997). Combina y Nullo (2011) consideraron que esta disparidad podría deberse a diacronismo entre los depósitos australes y septentrionales de esta unidad, podrían corresponderse a depósitos similares producidos por eventos de diferente edad (Garrido *et al*., 2012).

Legarreta *et al.* (1985) informaron el hallazgo de ostrácodos, nanoplancton calcáreo, carofitas, acritarcas y polen en varias muestras en los perfiles de Quebrada Fiera y Agua Botada. Estas muestras, que corresponden a sectores cuspidales pelíticos y evaporíticos, fueron interpretadas como depósitos marinos de una transgresión miocena. Pero la lista taxonómica indica claramente que son mucho más antiguos, probablemente material retrabajado del Grupo Malargüe o las Formaciones Pircala y Coihueco.

Formación Butaló.— 400 a 20 m. Fue descripta en la zona de Alto Tunuyán, y en pequeños afloramientos asociados a la FPC Malargüe, hasta la localidad de Bardas Blancas. Está compuesta por areniscas arcillosas grises y verdosas, bancos delgados de calizas grises oscuras, tobas y tufitas conglomerádicas, y pelitas rojas. Fue depositada en ambientes de planicie aluvial asociada a pequeñas lagunas, con evidencias de edafización, en un período de baja actividad tectónica y volcánica (Arcila Gallego, 2010). Se apoya en discordancia angular sobre las Formaciones Molle y Agua de la Piedra, y está cubierta en forma discordante por las Formaciones Pincheira y Loma Fiera; su edad está estimada para el lapso 18-14 Ma según relaciones estratigráficas.

– Contenido fosilífero. Se conocen restos vegetales no determinados, excepto por un probable tronco de *Araucarites* (Armando, 1949); además se hallaron numerosos restos de pelecípodos y gastrópodos.

Formación Loma Fiera.— 250 a 150 m. Es conocida en varias localidades entre los depocentros de Atuel y Ventana. Brechas andesíticas y basálticas de colores claros, tobas estratificadas, y areniscas tobáceas blancas y grises. Fue depositada en ambientes de abanicos aluviales y sistemas entrelazados, con elevado aporte volcánico directo; las paleocorrientes indican procedencia del material desde el oeste y SO. Aunque todas las dataciones radimétricas se sitúan en torno a los 10 Ma, Arcila Gallego (2010) consideró que comenzó a depositarse durante el Mioceno medio, según su relación con las unidades infrayacentes, y la continuidad lateral con la Formación Pincheira.

Formación Pincheira.— 1200 a 250 m. Es la unidad de distribución más restringida de las consideradas, limitándose a ambas márgenes del río Malargüe, en la zona de los Castillos de Pincheira. Está compuesta por tobas, conglomerados, aglomerados volcánicos, y areniscas, generalmente de colores claros; también se observan coladas basálticas intercaladas. La asociación de facies indica que fue depositada

en relación a un centro volcánico localizado hacia el sur o SO (flujos piroclásticos, lahares, coladas), y hacia el norte se fueron intercalando ambientes de abanico aluvial y sistemas entrelazados, con ocasional generación de paleosuelos en la planicie aluvial, siempre en un contexto de aporte volcaniclástico predominante. La edad de piso y techo han sido indicadas por dataciones K/Ar de 14,4 Ma y Ar/Ar de 11,5 Ma, respectivamente (Arcila Gallego, 2010).

Bloque de San Rafael

Formación Aisol.— Espesor mínimo 100 m. La Formación Aisol está expuesta sobre el Bloque de San Rafael depositada en discodancia sobre sedimentitas Paleozoicas de la Formación El Imperial (Carbonífero Superior). La Formación Aisol esta compuesta mayormente de sedimentitas epiclásticas fluviales y piroclastitas, correspondientes a depósitos de planicie de inundación y sistemas fluviales entrelazados (Garrido *et al.*, 2014). Originalmente se mencionó esta unidad en diversos afloramientos expuestos sobre el Bloque de San Rafael incluyendo pequeños sitios distribuidos en cercanías de los ríos Atuel y Diamante, sur del Embalse El Nihuil, vecindades de la Villa 25 de Mayo y vecindades del río Seco Salado (Dessanti, 1954, 1956; González Díaz, 1964, 1972; Núñez, 1976; Sepúlveda *et al.*, 2001, 2007), sin embargo trabajos de detalle efectuados en cercanías del Embalse Valle Grande, han permitido redefinir la unidad (Garrido *et al.*, 2014) quedando pendiente su correlación con otras exposiciones. Sobre la base de los mamíferos fósiles, Soria (1983) asignó los depósitos al Mioceno medio. Sin embargo, nuevos restos y una datación radimétrica U/Pb sobre circones indicó una edad de 19,48 ± 0.025 Ma (Mioceno temprano) (Forasiepi *et al.*, 2015).

– Contenido de vertebrados. Anura indet., dos especies indeterminadas de *Chelonoidis* (Testudininae), Phorusrhacidae indet., *Pterocnemia* cf. *P. mesopotamica* (Rheiformes), Planopinae indet., Mylodontidae indet., Glyptodontidae indet., *Nesodon taweretus* (Nesodontinae), *Palyeidodon* cf. *P. obtusum* (Haplodontheriinae), Mesotheriidae indet., *Hegetotherium* sp. (Hegetotheriidae), *Protypotherium* sp. (Interatheriidae), cf. *Theosodon* (Macraucheniidae) y *Prolagostomus* o *Pliolagostomus* (Chinchillidae) (Soria, 1983; Forasiepi *et al.*, 2011, 2015; Agnolin y Noriega, 2012; Garrido *et al.*, 2014).

Cuenca Cuyana

Esta provincia geológica corresponde a una cuenca de rift formada durante el Triásico, integrada inicialmente por numerosos depocentros que se fueron conectando durante su colmatación. Durante el Neógeno formó parte del antepaís andino, y se extendió entre los segmentos de subducción horizontal y normal. Sus depósitos eran continuos con los de la FPC Aconcagua, la cuenca de Bermejo, y hacia el este con las cuencas de San Luis y la región pampeana. Durante el Cenozoico su relleno se puede dividir en dos grandes sectores:

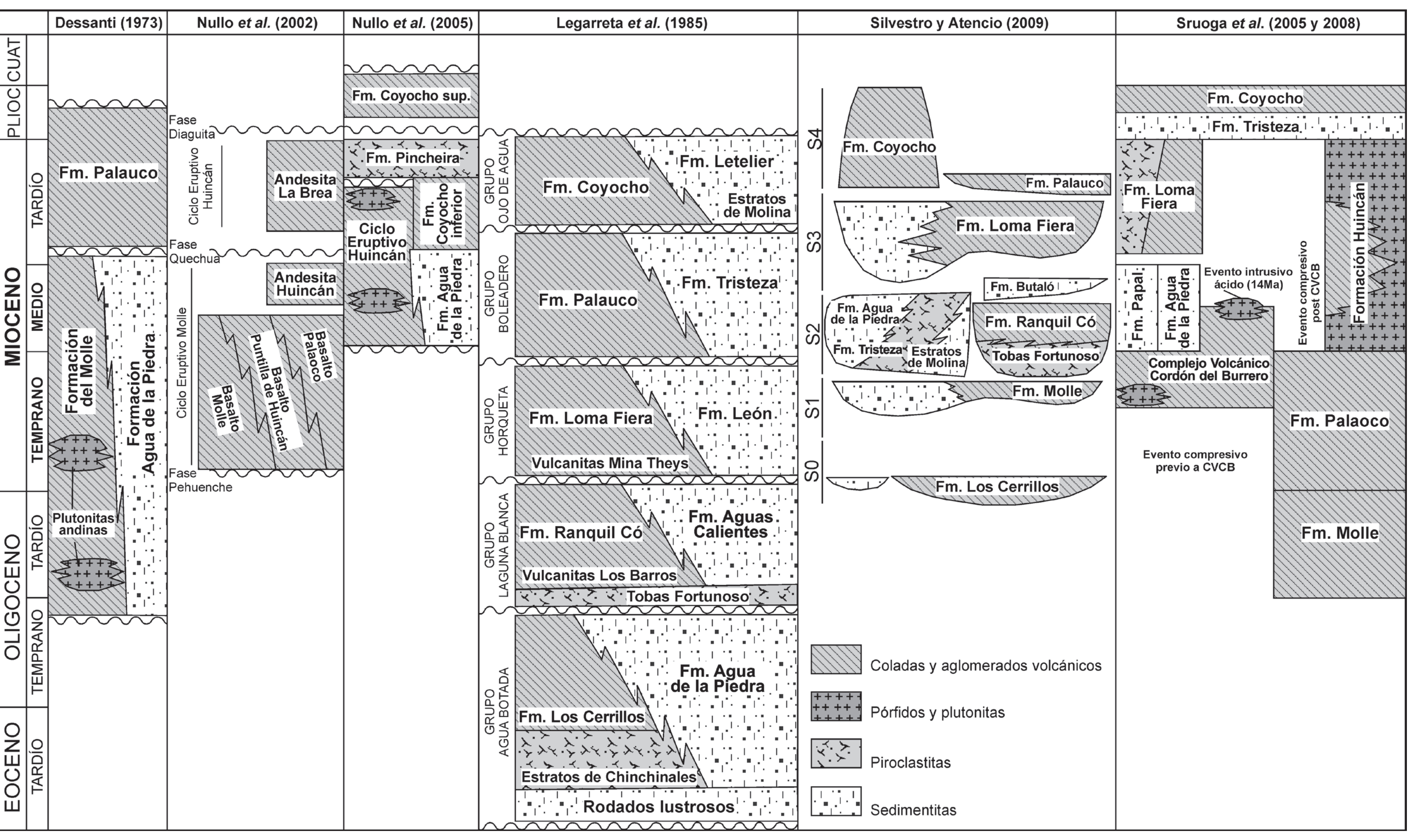


Figura 11. Cuadros estratigráficos del sur de Mendoza, según información de varios autores.

Cuenca de Cacheuta.— Este depocentro se localiza desde el extremo sur de la Precordillera hasta cercanías del extremo norte del Bloque de San Rafael, y sus rocas están expuestas en los faldeos SE de la Precordillera y en las Cerrilladas Pedemontanas. La secuencia Neógena se apoya sobre rocas triásicas, e incluye las Formaciones Divisadero Largo, Mariño, La Pilona, Río de los Pozos, Tobas La Angostura (las dos últimas del Mioceno tardío), y Mogotes (Plioceno).

Formación Divisadero Largo.— 150-35 m. Se ubica entre las Formaciones Papagayos y Mariño, separada de ambas mediante sendas discordancias. Su ubicación estratigráfica es dudosa; normalmente se considera ubicada entre el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano, sin embargo Giambiagi *et al.* (2016) la ubicaron con dudas en la base del Mioceno temprano. Está compuesta por areniscas rojizas y pelitas con yeso y anhidrita.

Formación Mariño.— 2000 m. Depósitos continentales, expuestos en el Arroyo Divisadero Largo y en el río Seco de las Minas (Rolleri y Criado Roque, 1970). Está conformada por tres miembros: Conglomerado Violáceo, en la base, Areniscas Entrecruzadas, en la sección media, y Estratos de Mariño o Serie del Higueral hacia el techo (Chiotti, 1946). Los miembros inferior y superior corresponden a niveles fluviales y aluviales, depositados bajo condiciones áridas o semiáridas, mientras que la sección media corresponde a depósitos eólicos (Irigoyen, 1997). Por su parte, Combina *et al.* (2015) consideraron que toda la unidad tiene edad miocena y que los tres miembros son: Inferior (fluvial), medio (eólico) y Superior (fluvial efímero). Además estos autores sugirieron que la evolución sedimentaria en el Miembro medio refleja condiciones desérticas con intercalación de depósitos lagunares en las áreas de interdunas (carbonáticos), representando breves interrupciones en la depositación eólica. Hacia el techo, el paulatino cambio de desértico a fluvial efímero estaría señalando un cambio en las condiciones climáticas, quizás por interrupción de los vientos provenientes del oeste. Los depósitos desérticos se habrían desarrollado en bolsones continentales, relacionados con el ascenso cortical. La Formación Mariño fue originalmente asignada al Oligoceno–Mioceno temprano (Yrigoyen, 1993) Estudios posteriores la ubicaron en el Mioceno medio (Irigoyen *et al.*, 2002), en tanto que estudios sobre faunas de mamíferos, sugirieron que al menos el Miembro Areniscas Entrecruzadas corresponde al tardío Mioceno temprano (Edad Santacrucense; Cerdeño, 2007; Cerdeño y Vucetich, 2007). Una reciente datación U/Pb de Buelow *et al.* (2015), en tobas cercanas a la base de la unidad indicó una edad de 19,2 Ma (Mioceno temprano), en tanto que estimaron que el límite con la Formación La Pilona se situaría a partir de los 16 Ma (tardío Mioceno temprano). Varias propuestas coinciden en correlacionar el Conglomerado Violáceo con la Formación Agua de la Piedra.

– Contenido paleontológico. Es escaso y fragmentario, e incluye restos del bivalvo de agua dulce *Corbicula elchaensis* (Cobiculidae) (Rusconi, 1949), microfloras halladas en la zona de Salagasta (Sepúlveda, 1999), algunos restos vegetales (raíces, fragmentos de troncos y una probable semilla), *Skolithos* en la zona de Potrerillos-Cacheuta (Zavattieri *et al.*, 2001), y restos de mamíferos fósiles (Cerdeño, 2007;

Cerdeño y Vucetich, 2007; Villafañe *et al.*, 2012). Los mamíferos corresponden al notoungulado cf. *Altitypotherium chucalensis* (Mesotheriidae), al roedor *Scleromys* sp. (Dinomyidae), del área de Divisadero Largo, y el litopterna *Thoatheriopsis mendocensis* (Proterotheriidae), del Anfiteatro de Cacheuta (Villafañe *et al.*, 2012). Otros hallazgos asignados a la Formación Mariño carecen de una procedencia precisa, y los materiales no han podido ser relocalizados (e.g., Simpson *et al.*, 1962 mencionaron un perezoso notroterino similar a *Pronothrotherium*, encontrado en Cacheuta por encima de los niveles más altos de las Areniscas Entrecruzadas).

Formación La Pilona.— 800 m. Está dispuesta en aparente concordancia sobre la Formación Mariño, y está compuesta por areniscas y conglomerados grises, tobas y pelitas, depositados en un ambiente fluvial efímero que evolucionó a un barreal, al que posteriormente se sobreimpuso un sistema fluvial entrelazado. El estudio magnetoestratigráfico de Irigoyen *et al.* (2002) sugirió que fue depositada entre 11,7 y 9,0 Ma, y contó con una datación Ar-Ar de 10,53 Ma; por su parte Buelow *et al.* (2015) estimaron que el aporte de material grueso en el contacto entre las formaciones Mariño y La Pilona, refleja el comienzo de la propagación hacia el este de la FPC Aconcagua, hacia los 16 Ma.

Cuenca de Alvear.— Los depósitos cenozoicos de esta cuenca han sido muy poco estudiados. Según Giambiagi *et al.* (2016) corresponden a depósitos de domamiento periférico (“backbulge”), ya que solamente se registran unos 200-300 m (Mioceno tardío-Plioceno) sobre los sedimentos de la transgresión paranense.

IV. LLANURA CHACOPAMPEANA

Esta gran región está caracterizada por su relieve esencialemente llano, y por la notoria escasez de afloramientos de rocas y depósitos más antiguos que el Pleistoceno. En este capítulo se incluyen las llanuras chaqueña y pampeana, y el oeste de las provincias de Corrientes y Entre Ríos, ya que desde el punto de vista del relleno neógeno poseen una evidente similitud. La historia geológica de esta región continúa aún en gran parte poco comprendida, debido a la escasez de afloramientos. En líneas generales está formada sobre rocas del Cratón del Río de la Plata, sobre la que se depositaron sedimentos paleozoicos en numerosos depocentros; la tectónica gondwánica de fines del Paleozoico y comienzos del Mesozoico produjo una serie de estructuras compresivas NW-SE y WNW-ESE, de gran magnitud, en toda la región. La tectónica esencialmente extensiva del ciclo Sudatlántico (Jurásico y Cretácico) dio inicio a la subsidencia en las cuencas del Salado y del Colorado, y otras de menor magnitud o escasamente conocidas (cuenca de Lincoln). Como resultado La región presentó un paisaje con elevaciones de rocas antiguas (Tandilia, Ventania, Alto del Río de la Plata) y algunos depocentros donde comenzaron a acumularse los basaltos asociados a la apertura del Atlántico Sur. Durante el Mesozoico, la mitad norte de la región estuvo dominada por ambientes de extrema aridez, y por el volcanismo de la Provincia Ígnea Paraná-Ethendeka (Lagorio y Vizán, 2011), hacia comienzos del

Cretácico. Es posible que gran parte de la región haya presentado desde el Cretácico temprano un paisaje similar al que posee actualmente el SE de Brasil, es decir un relieve positivo, dominado por mesetas basálticas y rocas más antiguas en sus bordes (Marengo, 2015). Desde mediados del Cretácico y durante prácticamente todo el Paleógeno, la sedimentación se restringió a las cuencas del Salado y Colorado, y otros depocentros menores. El resto de la región habría permanecido elevada y con actividad tectónica poco significativa, dando lugar a superficies sometidas a intensa meteorización y edafización, principalmente en los períodos de clima cálido (Peri *et al*., 2016; Marengo y Casanova, 2017). Esas últimas características pueden ser verificadas en el norte de la región, donde se observa una intensa alteración de tipo laterítica en los basaltos de la Formación Serra Geral, y notorios registros de calcretización, silicificación y edafización en los reducidos afloramientos de rocas clásticas de las Formaciones Botucatú (Jurásico?) y Puerto Yeruá (Cretácico tardío-Eoceno?).

Entre fines del Oligoceno y comienzos del Mioceno, a partir de una intensificación de la actividad tectónica andina, comenzó un período de subsidencia de baja intensidad pero muy extenso alcance regional, que permitió la formación de dos ingresiones atlánticas someras durante el Mioceno, y la acumulación de depósitos aluviales, palustres y eólicos, intercalados con los depósitos marinos. Estas ingresiones marinas fueron llamadas por Marengo (2006) como Transgresión de Laguna Paiva (TLP) y Trangresión Entrerriense-Paranense (TEP), y poseen un importante registro en la Patagonia, y son correlativas con depósitos miocenos en numerosas cuencas costeras de América del Sur (Figura 12).

Esta gran cuenca Miocena estuvo limitada hacia el este por bloques elevados en el centro de las provincias de Entre Ríos y Corrientes (Marengo y Casanova, 2017), el territorio uruguayo, y parcialmente por el alto del Río de la Plata, en tanto que hacia el SE se habría hacia la plataforma atlántica. Hacia el sur habría estado limitada por bloques elevados, como el Bloque Central Pampeano (Folguera y Zárate, 2011), en tanto que hacia el oeste los depósitos miocenos fueron contiguos de las acumulaciones pedemontanas de las primitivas sierras Pampeanas, y de las Sierras Subandinas; además existieron numerosos sectores donde se interdigitaron las bajadas aluviales de la cordillera de los Andes con los depósitos de la llanura, y por donde habrían avanzado hacia el oeste las transgresiones marinas miocenas (subsuelo de la cuenca de Alvear y las formaciones San José, Guasayán, Saguión y Anta, entre otras). Por último, hacia el norte, los depósitos miocenos continentales y marinos continuan en el subsuelo del Chaco paraguayo (Figura 13).

Cuencas Chacoparanense y del Salado

Ambas cuencas tienen un origen y una historia diferente, pero su relleno neógeno es continuo y su estratigrafía es similar. La cuenca Chacoparanense ocupa un área aproximada de 700.000 km2 en Argentina, y está constituida por varios depocentros con relleno marino y continental del Paleozoico y Triásico (cuenca de Paraná); en el Jurásico-Cretácico temprano las areniscas de las Formaciones

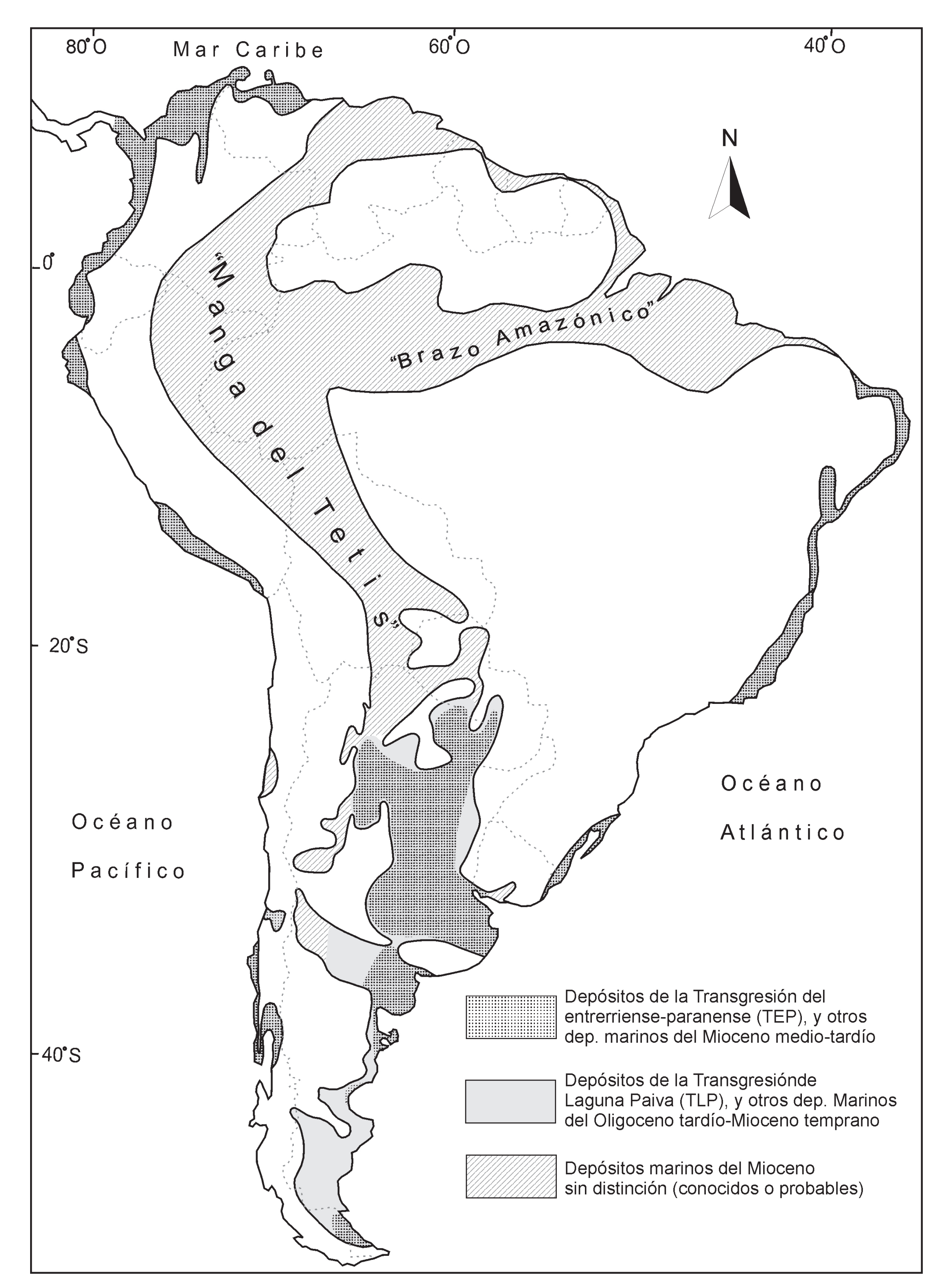


Figura 12. Transgresiones marinas miocenas en América del Sur, modificado de Marengo (2006).

Botucatú, Tacuarembó y San Cristóbal y los Basaltos de Serra Geral, traslaparon estos depocentros. La subsidencia de esta vasta región hacia fines del Paleógeno o principios del Neógeno generó la cuenca Chacoparanense propiamente dicha (Figuras 13 y 16). Durante el Neógeno y Cuaternario se comportó como antepaís distal

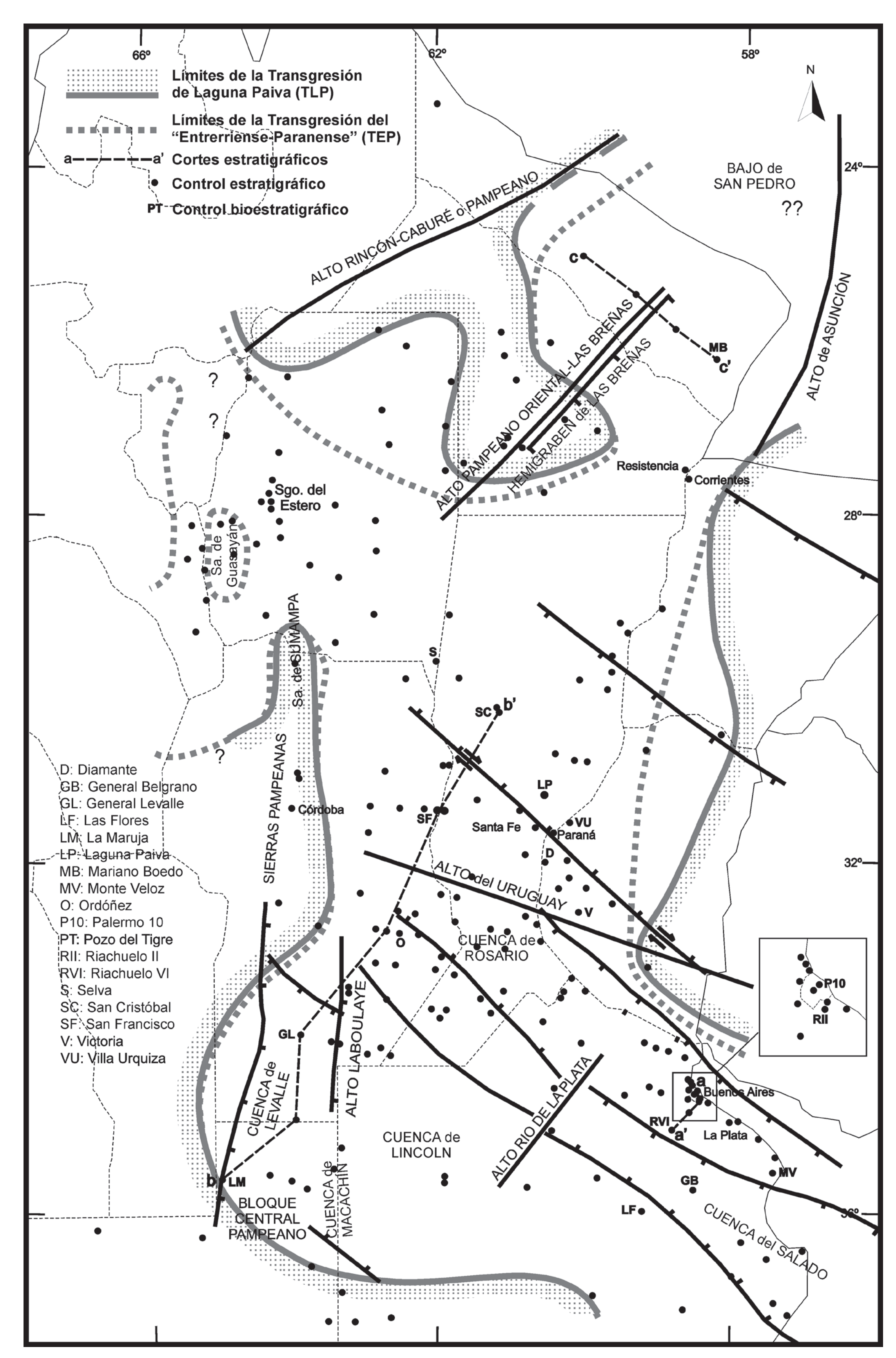


Figura 13. Distribución de TLP y TEP en las cuencas Chacoparanense y del Salado. Ubicación de las perforaciones utilizadas para los mapas de la figura 16, principales localidades fosilíferas, cortes estructurales de la figura 15, y principales rasgos estructurales. Modificado de Marengo (2006).

de la región andina, sufrió escasa subsidencia y fue rellenada por amplios mantos sedimentarios (Marengo, 2015).

La cuenca del Salado es de tipo aulacogénica, desarrollada a partir del Jurásico tardío, y con un espesor de sedimentos meso y cenozoicos que excede los 6000 m. Los espesores son muy variables, aumentando rápidamente hacia el eje de la cuenca (figuras 15 a-a', 16 y 17), donde el relleno cenozoico es poco conocido; los estudios más detallados fueron realizados en el borde septentrional de la cuenca, donde los depósitos de la TLP y TEP son fácilmente identificables, pero hacia el sur los depósitos marinos son mucho más espesos y son posiblemente continuos a lo largo de gran parte del Cenozoico. Se realizó una inspección preliminar de testigos de una perforación en General Belgrano, y los cambios microfaunísitcos son tan marcados que no pudieron ser correlacionados con certeza con los niveles reconocidos al norte. La TLP está representada parcialmente por la Formación Las Chilcas hacia el centro de la cuenca (figura 17), pero hacia la zona del Gran Buenos Aires, se encuentra muy bien definida, donde ha sido identificada como Formación Laguna Paiva (Marengo, 2006). Del mismo modo, la Formación Paraná es muy fácilmente identificable en el sector norte de la cuenca, pero hacia al centro se integra en un depósito marino esencialmente continuo muy espeso.

En las cuencas Chacoparanense y del Salado, durante el Mioceno temprano y medio-tardío se depositó una secuencia sedimentaria de primer orden, o Grupo Litoral (Marengo, 2006), de unos 300 a 800 m de espesor, y caracterizada por los sedimentos continentales de la Formación Chaco (y unidades equivalentes) y dos intercalaciones marinas, las formaciones Laguna Paiva (depósitos de la TPL) y Paraná (depósitos de la TEP). En la cuenca Chacoparanense esta secuencia está apoyada en discordancia angular sobre rocas de diferentes edades, desde el basamento del Cratón del Río de la Plata, hasta los basaltos de la Formación Serra Geral, o posibles depósitos continentales cretácicos de distribución poco conocida; hacia el techo está cubierta, generalmente mediante una discordancia erosiva, por diversas unidades continentales tardío miocenas o pliocenas de origen principalmente aluvial. La subsidencia de la cuenca está indudablemente relacionada a la tectónica andina, aunque los mecanismos específicos son poco conocidos; se reconocieron dos pulsos principales de subsidencia, coincidentes con las transgresiones marinas atlánticas (figura 14). Estos períodos de mayor subsidencia fueron correlativos con sendos períodos de ascenso eustático global durante el Chatiano-Aquitaniano y el Serravalliano, y permitieron la inundación de muy amplios sectores continentales, que alcanzaron hasta el NOA y el sur de Bolivia, y diversos sectores de la cordillera de los Andes (figuras 12 y 13).

Con respecto a las unidades marinas depositadas por la TLP y TEP, es necesario sintetizar la historia de su conocimiento y sus principales características, ya que a lo largo de las últimas décadas se han hecho numerosas interpretaciones y correlaciones que merecen ser replanteadas a la luz de la revisión realizada por Marengo (2006, 2015). Los antecedentes sobre la TEP, o las Formaciones Paraná, Puerto Madryn, Barranca Final, etc., son muy numerosos; existe un adecuado conocimiento sobre su contenido paleontológico, su distribución y litología. La TLP fue descripta acertadamente por Stappenbeck (1926) en varias localidades de la

cuenca Chacoparanense, pero lamentablemente no halló fósiles y cayó en el olvido durante el resto del siglo XX; durante los años '60, a partir trabajos de exploración de YPF en la región Chaqueña, estos depósitos fueron incluidos en la "formación" Mariano Boedo, y mediante extrapolaciones regionales fue correlacionada en forma provisoria con los depósitos marinos maastrichtianos de la cuenca del Salado y del Grupo Salta, sin mediar ningún argumento paleontológico. El hallazgo de asociaciones de micro y nanofósiles indudablemente miocenos realizada por Marengo (2006) en la TLP, permitió establecer cambios sustanciales en la estratigrafía cenozoica, y en las interpretaciones paleoambientales de la llanura Chacopampeana. Los depósitos de ambas transgresiones poseen características litológicas muy similares, y un conocimiento preliminar de su contenido micropaleontológico puede dar lugar a confusiones. De hecho, las microfaunas de sus sectores marginales son extremadamente pobres, caracterizadas en ambas por las mismas especies, y a lo sumo se puede observar una sutil diferencia en los ejemplares de *Cribroelphidium discoidale*. En numerosas localidades del NOA y sur de Bolivia, Sierras Pampeanas y oeste de Cuyo, los hallazgos de depósitos miocenos aparentemente marinos, y con contenido de faunulas de foraminíferos y/o ostrácodos, fueron naturalmente asociados a la TEP, debido al desconocimiento sobre la existencia de la TLP. En algunos casos la correlación con la TEP pudo ser corroborada mediante dataciones, pero en otros permanece una indeterminación temporal bastante amplia como para considerar la posibilidad que hayan sido depositados por la TLP o que sean horizontes donde se hallen condensados los depósitos de ambas transgresiones. La TLP y la TEP tienen significados paleoclimáticos levemente diferentes; tradicionalmente se consideró que la TEP fue el momento de mayor temperatura del Neógeno, u óptimo climático, sin embargo sus microfaunas sugieren temperatura similar a levemente más alta que la actual en los mares adyacentes; por su parte los microfósiles de la TLP poseen algunos taxones tropicales.

Formación Chaco.— Pelitas y areniscas friables, castaño rojizas o castañas, con escaso cemento calcáreo, y arena conglomerádica hacia la base; esporádicos sectores ricos en yeso y concreciones carbonáticas. La Formación Chaco se apoya en discordancia sobre los basaltos cretácicos de la Formación Serra Geral, o unidades más antiguas, y está limitada en su techo por la Formación Paraná, o por sedimentos continentales recientes. Es parcialmente equivalente a las formaciones Olivos, Mariano Boedo y Fray Bentos. La intercalación de los depósitos de la TLP y TEP, permite dividirla en tres miembros en varios sectores, en tanto que en el centro de la región chaqueña la sedimentación continental fue continua. En el norte de la provincia de Buenos Aires, los depósitos continentales infra paranenses fueron habitualmente conocidos como "el rojo" o "formación Olivos", sin definición formal; el hallazgo y datación de los depósitos de la TLP permitió asignarlos a los Miembros Palermo y San Francisco, según su relación con la Formación Laguna Paiva. Recientemente, Tofalo y Castro (2017) consideraron que la formación Olivos posee mayor afinidad mineralógica con el Miembro Palermo.

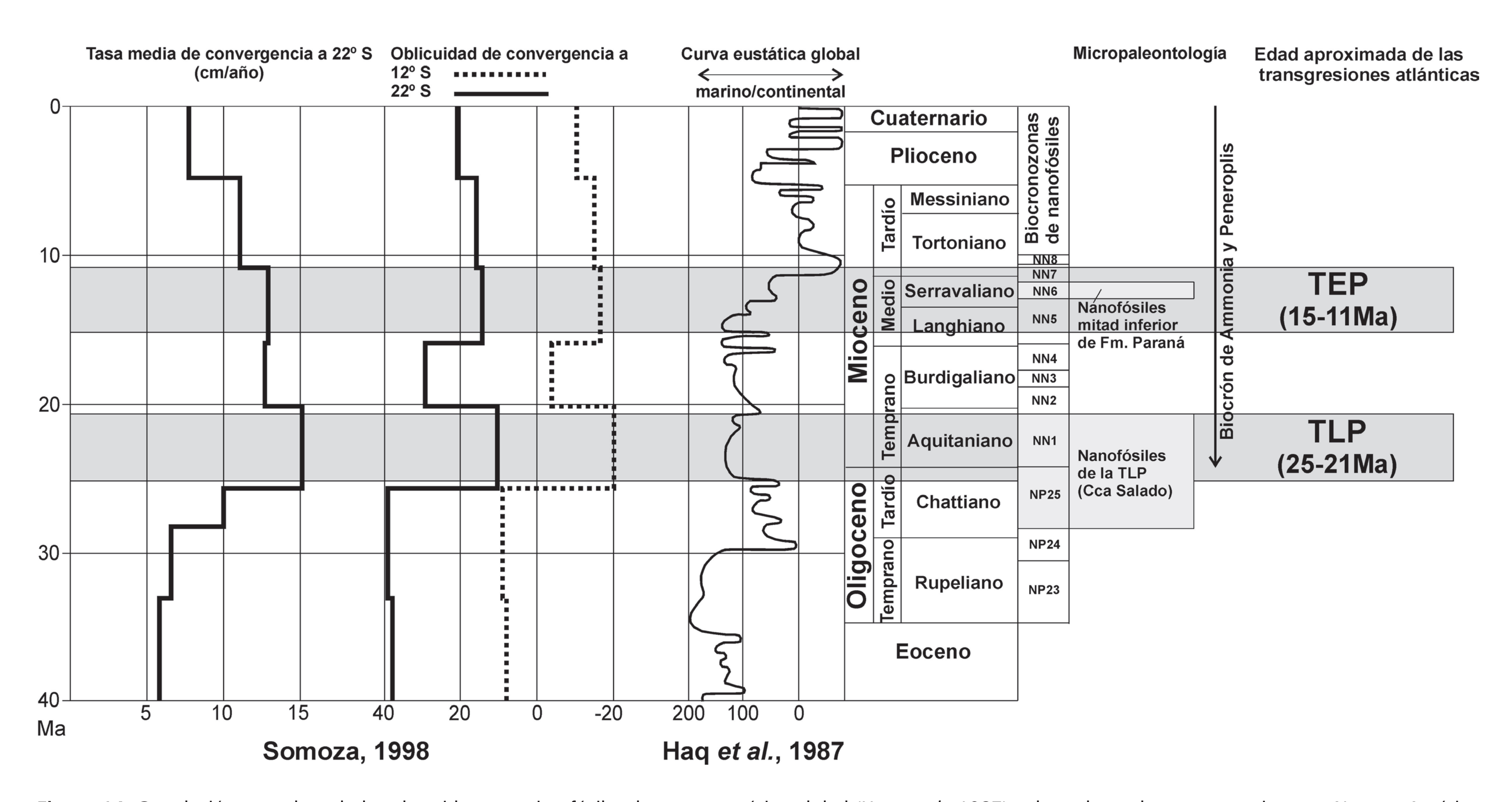


Figura 14. Correlación entre las edades obtenidas por microfósiles, la curva eustática global (Haq *et al.*, 1987), y los valores de convergencia entre Nazca y América del Sur (Somoza, 1998). Modificado de Marengo (2006).

Miembro Palermo.— Posee distribución muy variable, y está ausente en varias regiones, donde la base del Grupo Litoral está constituida por la Formación Laguna Paiva (figura 15). Está compuesta por areniscas friables y arenas arcillosas a conglomerádicas y limolitas, castañas, castaño rojizas, hasta blanquecinas, con concreciones carbonáticas y cristales de yeso. Es la única unidad del Grupo Litoral con grava, y el aporte detrítico de basamento y de material arenoso es mucho mayor que en el resto del Grupo, lo cual sugiere el inicio del relleno de la cuenca y la abundancia de afloramientos rocosos. En la base de la perforación Pozo del Tigre 1 (centro de la provincia de Formosa) hay numerosos fragmentos de basalto, que indicarían la cercanía de afloramientos de Serra Geral, en tanto que en Palermo 10 (ciudad de Buenos Aires) las trizas volcánicas son extremadamente abundantes, y sugieren un volcanismo explosivo de gran magnitud hacia el límite Oligoceno-Mioceno. La edad precisa de su base es desconocida, aunque en general se habría comenzado a depositar hacia fines del Oligoceno. Sin embargo en Saira 1 (SE de la provincia de Córdoba) se hallaron girogonites maastrichtianos (E. A. Musacchio, comunicación personal), lo que indica que existen algunos depósitos continentales cretácicos tardíos de escaso espesor que son, por el momento, imposibles de separa de la Formación Chaco. El techo es transicional con la Formación Laguna Paiva, y por lo tanto se sitúa en torno al límite Oligoceno-Mioceno.

Miembro San Francisco.— Está intercalado entre las formaciones Laguna Paiva y Paraná, excepto en Pozo del Tigre 1, donde ambas unidades marinas están en contacto mediante una discordancia. Su composición es similar al Miembro Palermo, aunque más homogénea y con un predominio mucho mayor de sedimentos finos, lo que indicaría ambientes de menor energía, o escasa disponibilidad de arena; se observa frecuente intercalación de niveles pelíticos verdosos sin fósiles, de posible origen palustre. Su edad puede ser estimada entre fines del Aquitaniano y fines del Langhiano, según la relación con las unidades marinas.

Miembro Pozo del Tigre.— Se depositó en el norte de la región chaqueña, en continuidad con la Formación Paraná. Está compuesto de pelitas y arenas pelíticas castaño rojizas, con abundante contenido de cristales de yeso y concreciones calcáreas. Se habría comenzado a depositar durante el Mioceno tardío, en relación a la regresión de la TEP, y su sedimentación fue aparentemente continua hasta el Cuaternario; correspondería, al menos parcialmente, al registro de los grandes abanicos aluviales que caracterizan la llanura Chaqueña durante fines del Neógeno y el Cuaternario.

Formación Laguna Paiva.— Marengo (2006, 2015) formalizó esta unidad descripta por Stappenbeck (1926) como "capas de Paiva", y parcialmente equivalente a la "formación" Mariano Boedo (Padula y Mingramm, 1968), asignada en forma errónea al Maastrichtiano-Daniano. Su distribución es muy amplia (figuras 13 y 16) y posee espesores entre 100 y 250 m. Está compuesta por pelitas masivas verde oliva a gris oscuro, con intercalaciones castaño rojizas, areniscas subordinadas y abundante yeso. Posee escasos microfósiles y fragmentos de moluscos, y se hallaron

sectores con frecuentes oolitas. Fue depositada en discordancia sobre la Formación Serra Geral, o unidades más antiguas, o es transicional al Miembro Palermo de la Formación Chaco; el techo es transicional con el Miembro San Francisco de la Formación Chaco. Su contenido micropaleontológico es escaso, pero de indudable edad neógena, y pudo ser asignada al Chatiano?-Aquitaniano sobre la base de los nanofósiles hallados en la cuenca del Salado. Puede ser considerada equivalente temporal de los depósitos del "patagoniano" (Formaciones Chenque y Barranca Final, entre otras). Los depósitos son típicos de un mar muy somero, con frecuente progradación de los ambientes costeros e intercalaciones continentales en algunos sectores; la composición fosilífera sugiere que la temperatura del mar era bastante más elevada que la actual para los mares adyacentes. En la zona de la ciudad de Buenos Aires la abundancia de miliólidos muy robustos y con fuerte ornamentación sugiere la formación de ambientes hipersalinos, como lagunas de tipo "sabkha" costero (Marengo, 2015).

– Contenido micropaleontológico y edad. En la cuenca Chacoparanense se hallaron microfósiles en cuatro perforaciones en las provincias de Formosa, Santa Fe, y Córdoba (tabla 1). Las faunas de foraminíferos son muy pobres, están dominadas por *Ammonia parkinsoniana*, y dos o tres formas afines a *Nonion* o *Haynesina*, y con escasos ejemplares de *Cribroelphidium*, nodosariáceos, *Quinqueloculina* y *Peneroplis*. No se hallaron foraminíferos planctónicos, pero los géneros *Ammonia* y *Peneroplis* indican que la asociación no puede ser más antigua que la base del Mioceno; los espesores de sedimentitas continentales de la Formación Chaco (200 a 300 m) intercalados entre la TLP y la TEP, permiten suponer que la TLP se restringe al Mioceno temprano (Marengo, 2006). En las perforaciones del norte de la cuenca del Salado se hallaron abundantes microfaunas (tabla 3) bastante diferentes a las anteriores, con abundancia de miliólidos grandes y muy ornamentados y otros sectores con dominio de *Cribroelphidium discoidale pausicamerata*, que en ocasiones formó asociaciones prácticamente monoespecíficas.

Los ostrácodos de las perforaciones Pozo del Tigre 1, San Cristóbal 1 y San Francisco 1 (tabla 1), pertenecen a los géneros *Candona*?, *Cyamocytheridea*, *Cyprideis*, *Cytherura*?, *Eucyprinotus*?, *Henryhowella*, *Huillicythere*?, *Perissocytheridea*?, *Rotundracythere*? y *Soudanella*. Sólo *Soudanella cleopatrae*, fue reconocida previamente, en depósitos oligocenos de la provincia de Santa Cruz; en tanto que *Cyprideis* aff. *multidentata* y *Cytherura*? aff. *C*. cf. *purperae*, poseen semejanzas morfológicas con otras halladas previamente en depósitos recientes de las plataformas continentales argentina, brasileña y uruguaya. El ambiente de sedimentación fue, probablemente, un mar somero con variaciones de salinidad. En San Francisco 1 (440 y 510 mbbp), se presume aporte continental por la abundancia de carofitas y de *Candona*? sp. (Echevarría y Marengo, 2006). Los ostrácodos de la cuenca del Salado, en general sugieren ambientes de sedimentación de aguas someras y con un nivel de energía moderado, debido a la presencia de ejemplares juveniles (Echevarría y Marengo, 2005).

Los nanofósiles provienen de un único nivel de Riachuelo II (tabla 4), cerca de la base de la TLP. *Triquetrorhabdulus carinatus* delimita el techo del Oligoceno y la base del Mioceno, con un biocrón restringido a las Zonas NP25-NN2, en tanto que *Cyclicargolithus abisectus* aparece en el Oligoceno y se extingue en el Mioceno tem-

prano, con biocrón en las Zonas NP25-NN1; sobre la base de estas dos especies es posible asignar a la TLP una edad oligocena tardía-miocena temprana, Zonas NP25-NN1 (Marengo, 2006). Tomando en cuenta la aparición de *Peneroplis* y *Ammonia* en la base del Mioceno, y las curvas de variación eustática global y de convergencia en el margen andino (figura 14), se considera muy probable que la Formación Laguna Paiva se haya restringido al Aquitaniano, aunque es imposible por el momento descartar que su depositación haya comenzado hacia fines del Chattiano.

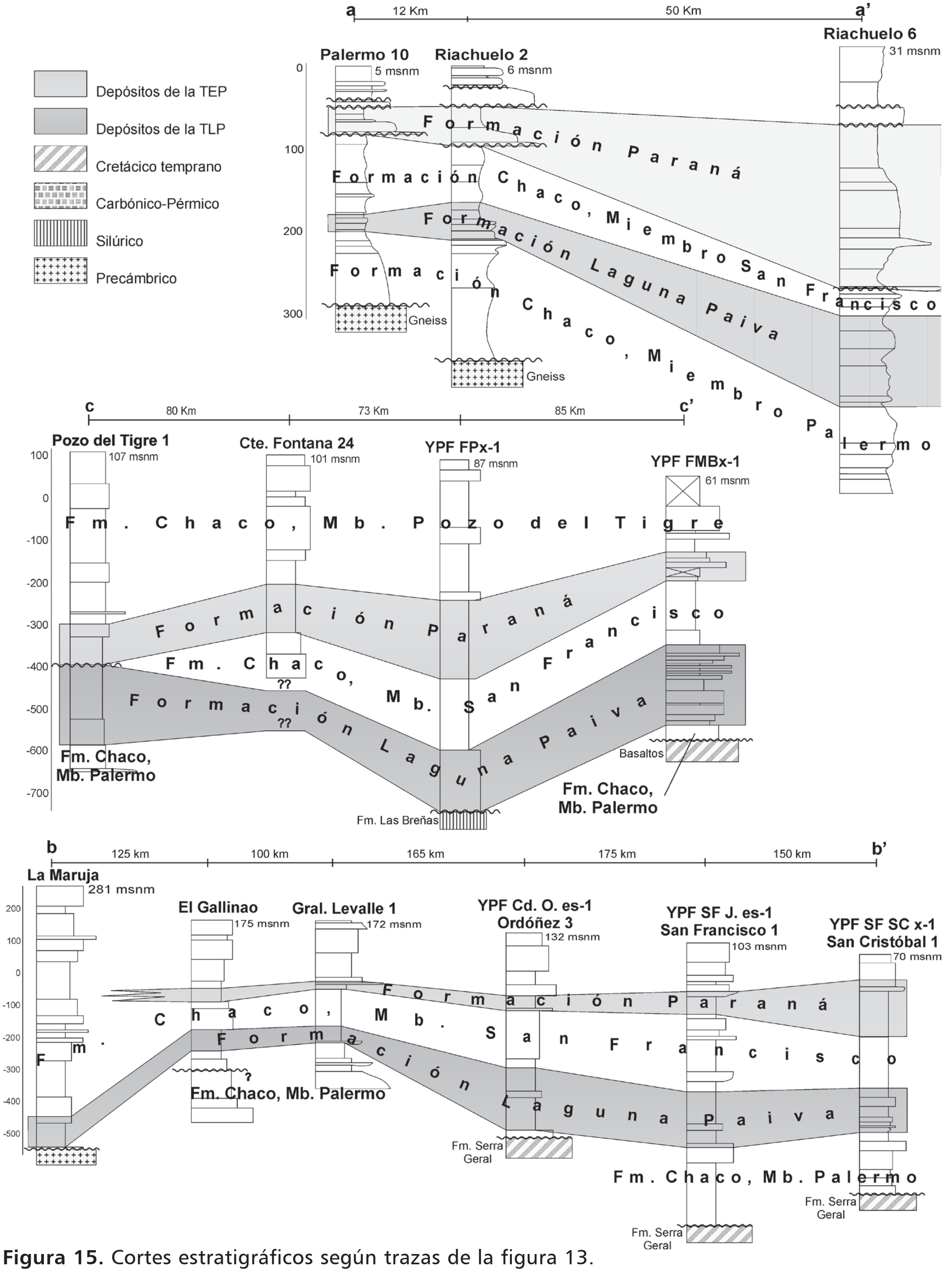


Figura 15. Cortes estratigráficos según trazas de la figura 13.

Tabla 1. Foraminíferos y ostrácodos miocenos de la cuenca Chacoparanense. Modificado de Marengo (2006) y Echevarría y Marengo (2006).

Foramíferos — Muy abundante; Abundante; Moderado; Escaso; Muy escaso

Foramíferos	TLP				TEP					
	Ordóñez	San Francisco	San Cristóbal	Pozo del Tigre	Ordóñez	Gral. Levalle	San Francisco	Selva	San Cristóbal	Pozo del Tigre
Protelphidium tuberculatum (d'Orbigny)				Muy abundante			Muy abundante	Muy abundante	Muy escaso	Abundante
Ammonia parkinsoniana (d'Orbigny)		Muy abundante	Muy abundante	Muy abundante	Muy escaso	Abundante	Muy abundante	Muy abundante	Muy escaso	Muy abundante
Buliminella elegantissima (d'Orbigny)			Moderado				Muy abundante			
Cribroelphidium discoidale (d'Orbigny)								Muy escaso		Muy escaso
Bucella peruviana campsi Boltovskoy							Escaso	Muy escaso		
Quinqueloculina bicornis (Walker y Jacob)								Muy escaso		
Cycloforina contorta (d'Orbigny)							Muy escaso			
Cibicidoides sp.		Muy escaso		Muy escaso			Muy escaso			
Quinqueloculina sp.							Muy escaso			
Melonis sp.								Muy escaso		
Elphidium macellum (Fichtel y Moll)	Muy escaso									
Peneroplis sp.	Muy escaso	Muy escaso								
Fissurina spp.								Muy escaso		
Bolivina spp.			Moderado					Muy escaso		
Rosalina spp.			Escaso					Muy escaso		
Nonion sp. 1		Muy abundante	Muy abundante							
Nonion spp.	Muy escaso			Muy abundante				Escaso		Abundante
Nonion depresulus (Walker y Jacob)		Muy escaso		Muy abundante						
Lagena spp.								Muy escaso		
Quinqueloculina seminulina (Linneo)		Muy abundante	Muy escaso					Abundante		
Elphidium sp.		Muy escaso							Muy escaso	

Ostrácodos — Muy abundante; Abundante; Escaso; Muy escaso

Ostrácodos	TLP			TEP		
	Pozo del Tigre	San Francisco	San Cristóbal	San Francisco	Selva	Pozo del Tigre
Candona ? sp.		Muy escaso				
Cyamocytheridea ? spp.	Escaso					
Cyprideis aff. *multidentata* Hartmann		Escaso				
Cyprideis ? spp.	Muy abundante	Escaso				
Cytherura aff. *C.* cf. *purperae* Ornella y Fallavena		Muy escaso	Abundante			
Eucyprinotus ? sp.	Muy escaso					
Henryhowella spp.		Muy escaso				
Huillicythere ? sp.		Muy escaso				
Perissocytheridea ? spp.		Muy abundante			Muy escaso	
Rotundracythere ? sp.	Muy escaso					
Soudanella cleopatrae Bertels		Muy escaso				
Argenticytheretta miocenica Rossi de García				Muy escaso		
Argenticytheretta aff. *patagoniensis* Rose				Muy escaso		
Buntonia sp.				Muy escaso		
Cytheridella ilosvayi Daday						Muy escaso
Hemicytherura sp.					Muy escaso	
Loxoreticulatum ? aff. *L. cacothemon* Whatley *et al.*					Escaso	
Perissocytheridea aff. *Perissocytheridea* sp. Ferrero				Muy escaso	Muy abundante	Muy escaso
Semicytherura aff. *clavata* (Brady)					Muy escaso	

Formación Paraná.— Corresponde a los depósitos marinos someros de la TEP, y ambientes costeros asociados. Su distribución es muy amplia (Figuras 13 y 16), aunque levemente inferior a la Formación Laguna Paiva, con espesores habituales entre 50 y 100 m, y máximos locales de 200 m. Está compuesta principalmente de arcillas verde oliva con moluscos y microfósiles calcáreos, y en algunas localidades situadas en cercanías de la paleocosta, son comunes numerosas intercalaciones continentales; en la zona de Diamante se halla intercalado un espeso cuerpo arenoso, interpretado por Marengo (2000) como depósitos deltaicos. Su base puede ser transicional o erosiva sobre el Miembro San Francisco de la Formación Chaco, en el último caso la base suele poseer un delgado depósito residual con abundantes rodados silíceos y fragmentos de huesos y conchillas (perfil a-a' de la figura 15). Del mismo modo, su techo puede ser cubierto en forma transicional por depósitos continentales arenosos o limosos, o puede ser erosionado por las arenas fluviales pliocenas (?) de las Formaciones Puelches o Ituzaingó. Se reconoció un único caso donde la Formación Paraná se depositó sobre la Formación Laguna Paiva, en Pozo del Tigre 1 (perfil c-c' de la figura 15); la relación entre ambas es de aparente discordancia erosiva, ya que se verificó un salto faunístico entre ambas, e indicios de exposición subaérea en el techo de la Formación Laguna Paiva. La posible edad de la discontinuidad y la ubicación geográfica sugieren que fue producida por un ascenso relacionado a la fase Pehuenche del NOA.

– Contenido malacológico. El conocimiento de los moluscos paranenses en la cuenca Chacoparanense es amplio; se sigue la revisión de del Río (2000). Gastropoda: *Tegula* (*Agathistoma*) *laevigata*, *Calliostoma puelchanum*, *C. bravardi*, *C. punctatulum*, "*C. lepida*", "*Littorina paranensis*", *L. unicostalis*, ?*Alvania* sp., *Turritella*? *indeterminata*, *T. americana*, *Strombus bravardi*, *Crepidula paranensis*, *Euspira consimilis*, *Epitonium borcherti*, "*Trophon*" *paranensis*, "*T.*" *laciniatus santacrucensis*, *Costoanachis rioplatensis*, ?*Odontocymbiola nodulifera*, "*Oliva platensis*", *Prunum pruniformis*, *Olivancillaria prisca*, *Cantharus borcherti*, *Bulla* sp. Bivalvia: *Adrana electa*, *Arca platensis*, *A.* (*Rasia*) *lirata*, *A.* (*Rasia*) *bravardi*, *A.* (*Rasia*) *plana*, *Poliarca bomplandiana*, *P. frenguellii*, *P. diamantensis*, *Glycymeris* (*G.*) *minutus*, *G.* (*G.*) "*symmetricus*", *M.* (*Mytilus*) *trigonus*, *Brachidontes* (*B.*) *lepida*, "*Modiola platensis*", "*Lithophaga platensis*", ?*Adula contorta*, *Crassostrea rizophorae*, ?*Ostrea alvarezi*, *Flabellipecten oblongus*, *Amusium darwinianum*, *Aequipecten paranensis*, *Pododesmus papyraceus*, *Felaniella vilardeboana*, ?*Purpurocardia paranensis*, *Venericardia crassicosta*, *Dinocardium* "*bravardi*", *D. platense*, "*Trachycardium bonariense*", "*Mactra bonariense*", *M.* "*patagónica*", "*Tellina platensis*", *Tagelus entrerrianus*, "*Venus bravardi*", *Tivela* (*Pachydesma*) *oblonga*, *T.* (*Eutivela*) "*isabelleana*", *Amiantis purpuratus*, *Dosinia* (*D.*) *entrerriana*, *Chionopsis* (*Ch.*) *munsterii*, *Ameghinomya argentina*, *Anomalocardia* (*A.*) *entrerriana*, *Antinioche burmeisteri*, *Caryocorbula pulchella*, *Varicorbula striatula*, *Panopaea* (*P.*) *regularis*, *Cyrtopleura lanceolata ornata*. En la cuenca del Salado, los hallazgos fueron realizados en pocas perforaciones, y fueron actualizados por del Río (2000). Gastropoda: "*Calliostoma doellojuradoi*", "*C. bonaerensis*", *C. bravardi*, *Turritella* aff. *T. americana*, *Crucibulum* (*C.*) *argentinum*, *Euspira consimilis*, *Epitonium borcherti*, *E.* (*Asperiscala*) *chubutina*. Bivalvia: *Ledella seminella*, *Limopsis modesta*, *Glycymeris* (*G.*) *minutus*, ?*Ostrea patagónica*, ?*Ostrea alvarezi*, *Amusium paris*, *Aequipecten paranensis*, *Pododesmus camachoi*, *Lucina* (*L.*) *bonaeriensis*, *L.* (*Lucinisca*) *matiasi*, *L.* (*Pravilucina*) *minuta*, *Pte-*

Tabla 2. Microfósiles de la TEP en centro y norte de Argentina, modificado de Marengo (2006).

	SUDOESTE DE ENTRE RIOS		SANTA FE		CORRIENTES, CHACO Y FORMOSA		CORDOBA		SANTIAGO DEL ESTERO		TUCUMAN	SUR DE BOLIVIA
+ Marengo (2006)	++	+	++	+	++	+	++	+	++	+	++	++
Miliammina sp.		●										
Textularia candeiana		●										
T. gramen	●	●										
Trochammina sp.											●	
Cycloforina contorta	●	●						●				
Pyrgo elongata			●									
P. patagonica			●									
P. peruviana?		●										
P. ringens	●											
Pyrgo spp.		●										
Pyrgoella sp.		●										
Quinqueloculina aff. *Q. Implexa*			●									
Q. bicornis			●						●	●		
Q. lamarckiana		●	●						●			
Q. seminulina	●	●	●				●		●	●		
Quinqueloculina spp.	●	●						●				
Scutuloris sp.			●									
Ammonia compacta											●	
A. parkinsoniana	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
Bolivina costata			●									
Bolivina spp.		●								●		
B. sp. aff. *B. robusta*			●									
B. sp. *cf. B. spathulata*			●									
B. striatula									●			
Buccella peruviana campsi	●	●						●		●		
B. peruviana frigida	●		●								●	
Bulimina affinis			●									
B. pseudoaffinis			●									
Buliminella elegantissima		●	●				●	●	●			
Cancris sagra	●						●					
Cibicides sp.		●										
C. variabilis	●		●									
Cibicidoides sp.						●		●				
Cribroelphidium discoidale	●	●	●			●				●		
Disconorbis bulbosa		●										
Elphidium sp.				●								
Fissurina bicarinata			●									
F. quadricostulata		●										
Fissurina spp.										●		
Globigerina juvenilis			●									
Globulina caribea	●											
Guttulina lactea	●	●										
G. problema		●										
Hanzawaia boueana	●	●					●					
Lagena spp.		●								●		
Melonis sp.										●		
Neoeponides sp.		●										
Nonion demens f. *santamariana*			●						●		●	
Nonion spp.	●	●				●				●	●	
Nonionella atlantica	●											
N. auricula	●	●										
Nonionella auris		●	●									
"Nonionella" sp.											●	
Protelphidium tuberculatum	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
Rosalina floridana	●	●	●						●			
Rosalina spp.		●								●		
Aurila sp.	●											
Bensonia miocenica	●	●	●		●				●			
B. reticulata		●	●									
Bensonia spp.	●						●					
Bradleya aff. *prodictyonites*	●											
Buntonia entrerriensis	●	●										
Buntonia spp.	●	●										

	SUDOESTE DE ENTRE RIOS		SANTA FE		CORRIENTES, CHACO Y FORMOSA		CORDOBA		SANTIAGO DEL ESTERO		TUCUMAN	SUR DE BOLIVIA
++ Otros trabajos	++	+	++	+	++	+	++	+	++	+	++	++
Bythocypris sp.												●
Callistocythere litoralensis	●	●	●						●			
C. marginalis			●						●			
Caudites kennedyi	●	●	●						●			
Clithrocytheridea? sp.	●											
Copytus spp.	●		●									
Coquimba spp.	●	●										
Cornucoquimba lutziana	●	●	●						●			
Cyamocytheridea ovalis	●	●	●									
Cyprideis camachoi	●	●	●		●							
C. herbsti											●	
Cyprideis spp.	●				●				●		●	●
Cytherella (C.) damotteae	●		●						●			
Cytherella (C.) punctata		●	●									
Cytherella spp.	●		●						●			
Cytherelloidea sp.	●											
Cytheretta argentinensis	●	●										
C. punctata		●	●									
Cytheretta spp.	●	●										
Cytheridea spp.	●						●					
Cytheropteron aff. *newportense*	●	●										
C. benedictus	●											
Cytheropteron spp.	●	●										
C. victoriensis	●											
Cytherura elegans		●	●									
C. rossiana			●									
Cytherura sp.	●						●					
Darwinula sp.											●	
Echinocythereis boltovskoyi	●	●										
Eucytherura sp.	●											
Hemicytherura costulosa	●		●									
Henryhowella alwinae		●	●				●					
H. aff. *evax*	●	●	●				●		●			
Henryhowella spp.	●	●					●					
Leptocythere sp.	●		●						●			
Loxoconcha paranensis	●											
Loxoconcha sp.	●											
Minicythere sp.			●									
Munseyella argentina			●									
Murrayina grekoffi	●	●										
Murrayina sp.		●										
Neocytherideis sp.		●	●									
Paijenborchella punctacostata	●		●						●			
P. aff. *punctacostata*		●										
Paracypris sp.		●	●									
Paracytheridea? laudata	●											
Patagonacythere anzoteguiana	●	●	●									
P. paranensis	●	●	●									
Patagonacythere spp.	●	●										
Pellucistoma santafesinensis		●	●									
Perissocytheridea alvareziana			●									
P. ornata		●	●									
Perissocytheridea spp.	●				●				●		●	
P. victoriensis	●		●									
?Platella fragilis	●	●										
Pumilocytheridea herbsti			●						●			
Pumilocytheridea sp.	●	●										
Puriana sp.	●											
Scherochilus sp.	●											
Trachyleberis nova	●	●										
Trachyleberis sp.	●											
Wichmanella deliae	●											

romyrtea danieli, ?*Purpurocardia paranensis*, *Crassatelites suburbana*, *Crassinella* "*plana*", *Crassinella* sp., "*Crassatella* aff. *C. lyelli*", *Mactra* (*M.*) *janeiroensis*, *Tagelus entrerrianus*, *Tivela* sp., *Lamelliconcha* sp., *Chionopsis* (*Ch.*) *munsterii*, *Antinioche burmeisteri*, *Caryocorbula pulchella*, *C. caribaea*, *Caryocorbula* sp., *Varicorbula striatula*.

– Contenido micropaleontológico. En las tablas 1 y 3 se exponen las listas completas de los hallazgos de Marengo (2006) y Echevarría y Marengo (2006); en la tabla 2 se resumen todos los microfósiles de la TEP reconocidos en en centro y norte de Argentina. El listado de los foraminíferos de la cuenca del Salado se completa con los estudios de Malumián (1970, 1972), quién mencionó en Monte Veloz 1: *Textularia gramen*, *Quinqueloculina patagonica*, *Cassidulina crassa*, *C. curvata*, *Cibicides aknerianus*, *Globigerina bulloides*, *G.* ex gr. *bulloides*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globorotalia pachyderma*, *G.* ex gr. *pachyderma*, *Nonion affine*, *Oridorsalis umbonatus*, y *Siphonina reticulata*; y en Las Flores 24: *Quinqueloculina seminulina*, *Pyrgo patagonica*, *Bulimina* sp. cf. *B. patagonica* f. *glabra*, *Cibicides bertheloti* f. *tipica*, *C. bertheloti* f. *strattoni*, *Cribroelphidium poeyanum* y *Globigerinita glutinata*.

Los microfósiles marinos son comunes en las areniscas verdes o amarillas, y raros y muy mal preservados en las pelitas verdes. Los foraminíferos pertenecen a la zona informal de *P. tuberculatum* (Malumián, 1978), con menor diversidad y un notable aumento en la proporción de *A. parkinsoniana*, hacia el interior continental. Las microfaunas son típicas de mares muy someros, generalmente hiposalinos, y de temperatura similar a algo superior a la actual para los mares adyacentes.

En la cuenca Chacoparanense *P. tuberculatum* y *A. parkinsoniana* son especies dominantes, y son muy tolerantes a las bajas salinidades (Malumián, 1978; Murray, 1991). En Diamante, las máximas salinidades se calcularon cerca del techo de la Formación Paraná, donde se hallaron las microfaunas de mayor diversidad, y un notable incremento en la abundancia y diversidad de los miliólidos; en consecuencia, en esta localidad la TEP habría alcanzado su máxima profundidad y el momento de mayor inundación en su parte superior (Marengo, 2000). Por el contrario, en algunas localidades las mayores diversidades se registraron en la mitad inferior de la unidad. Ihering (1927) observó gran similitud entre las faunas de moluscos de la TEP y las actuales del Caribe, y postuló como vía de migración, la existencia de un brazo marino intracontinental, o “Manga del Tetis”, que habría conectado las regiones del Plata y del Caribe, y que se habría ubicado al este de los Andes. El empobrecimiento faunístico registrado entre la cuenca del Salado y el NOA (tabla 2 y 3), indica que no habría sido esta hipotética conexión marina la utilizada para la migración de las faunas. Además, los moluscos indicadores de climas tropicales, no han sido hallados más allá del SO de Entre Ríos y del centro de Santa Fe. Se estima que la migración de las faunas se habría producido por la costa oriental de América del Sur (Marengo, 2000).

– Nanofósiles calcáreos. Los únicos nanofósiles conocidos en la TEP provienen de tres muestras halladas en las perforaciones Palermo 10, y Riachuelo II y VI, en la mitad inferior de la Formación Paraná (tabla 4). *Discoaster broweri* es un discoastérido cenozoico que caracteriza aguas templado-cálidas, en tanto *Braarudosphaera bigelowi*, *Thoracosphaera heimii*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Pontosphaera multipora* y varias especies de *Helicosphaera*, son indicadoras de un ambiente marino somero, próximo a la costa, con salinidad normal a ligeramente hiposalino (Marengo *et al.*, 2005).

– Otros hallazgos paleontológicos. Son frecuentes los hallazgos de fragmentos óseos, dientes de tiburones y fragmentos de madera en diferentes localidades de la TEP, pero son de muy difícil clasificación. Fragmentos de briozoarios son comunes

Tabla 3. Foraminíferos y ostrácodos miocenos de la cuenca del Salado, modificado de Marengo *et al.* (2005).

■ muy abundante; ▬ abundante; – moderado; ▪▪ escaso; ▪ muy escaso

Foramíferos	TEP			TLP	
	Palermo 10	Riachuelo II	Riachuelo VI	Riachuelo II	Riachuelo VI
Milliamina sp.	▬				
Textularia candeiana d'Orbigny	▪▪	▪▪		▪	
Cycloforina badenensis (d'Orbigny)			▪		
Cycloforina brongniartiana (d'Orbigny)				–	▪
Cycloforina contorta (d'Orbigny)		▪▪	▪▪		
Cycloforina sp.			▪		
Cyclogira involvens		▪			
Massilina secans (d'Orbigny)				–	
Pyrgo spp.	▪▪	▪▪			
Quinqueloculina boueana d'Orbigny				–	
Quinqueloculina lamarckiana d'Orbigny	▪▪	▪		▪	
Quinqueloculina patagonica d'Orbigny				–	▪
Quinqueloculina seminulina (Linneo)				▪▪	
Quinqueloculina spp.	▪▪	▪▪	▪	–	▪
Spiroloculina depressa d'Orbigny		▪			
Triloculina spp.				▪▪	
Ammonia parkinsoniana d'Orbigny		–	▪	▪	▪
Amphicoryna scalaris (Batsch)			▪		
Angulogerina angulosa angulosa (Williamson)	–	▪	▪▪		
Bolivina spp.	▬	▪▪		▪	
Bucella peruviana campsi Boltovskoy	■		▬	–	▪▪
Bucella peruviana typica Boltovskoy	■	▬	▬		▪▪
Bucella peruviana s.l.	–	▪▪		▪▪	
Bulimina marginata? D'Orbigny	–				
Cancris sagra (d'Orbigny)	■	▪▪	–		
Cassidulina laevigata d'Orbigny		▪▪	▪		
Cibicidoides pseudoungerianus (Cushman)	■	–	–	▪▪	▪▪
Cribroelphidium articulatum? D'Orbigny	–		▪		
Cribroelphidium discoidale (d'Orbigny)	■	–	–		▪▪
Cribroelphidium sp. nov.				–	
Cribroelphidium discoidale pausicamerata				■	▬
Dentalina antenula d'Orbigny	–				
Dentalina communis			▪		
Disconorbis bulbosa (Parker)	▬		▪		
Elphidium sp. cf. *E. Lens* Galloway y Heminway				■	
Elphidium macellum (Fichtel y Moll)				▪▪	
Fissurina sp. A	–		▪		
Fissurina spp.	▪▪	▪▪	▪	▪▪	
Fursenkoina pontoni (Cushman)		▪			
Glandulina ovula d'Orbigny	▬	▪▪	▪		
Globocassidulina subglobosa Brady	▬	▪	▪		
Guttulina problema d'Orbigny	–		▪▪		
Guttulina sp.			▪		
Gyroidina sp. 1		▪▪			
Hanzawaia boueana (d'Orbigny)	■	–	▬		▪▪
Laevidentalina communis (d'Orbigny)	▪▪				
Lagena striata (d'Orbigny)	▪▪		▪		
Lagena sulcata Walker y Jacob	▪▪		▪		
Lagena spp.	▬	▪	▪		
Lenticulina calcar? (Linneo)	▪▪				
Lenticulina limbosa (Reuss)	▬	▪	▪		
Lenticulina rotulata (Lamarck)	▬	▪	▪▪		
Nodosaria sp.					▪
Nonion depressulus (Walker y Jacob)				▪	▪▪
Nonion? Tisburyensis Butcher	–		▪▪		
Nonion sp.		▪			
Nonionella atlantica Cushman	■	–	▪▪		▪▪
Nonionella sp.	▬		▪		
Procerolagena caudata (d'Orbigny)		▪			
Protelphidium tuberculatum (d'Orbigny)	■	–	▬		▪▪
Protoglobobulimina pupoides (d'Orbigny)	▬	▪	▪		
Pygmaeoseistron hispidula (Cushman)		▪			
Pygmaeoseistron laevis (Montagu)			▪	▪▪	
Pygmaeoseistron laevis f. *perlucida*	▪▪				
Rosalina spp.		▪▪	▪	▪▪	
Foram. Planctónicos	■	▬	▬		

■ muy abundante; ▬ abundante; – moderado; ▪▪ escaso; ▪ muy escaso

Ostrácodos	TEP			TLP		
	Palermo 10	Riachuelo II	Riachuelo VI	Riachuelo II	Riachuelo V	Riachuelo VI
Ambostracon paranensis (Zabert)		▪	▪	▪		
Ambostracon aff. *Patagonacythere* sp. 1 Echevarría					▪	
A. (*P.*) aff. *Patagonacythere rionegrensis* Echevarría					▪	
Argenticytheretta miocenica Rossi de García					▪	▪
A. sp. aff. *Argenticytheretta* sp. 1 Whatley *et al*.			▪			
Argenticytheretta spp.				▪▪	▪	
Argilloecia ? sp.		▪▪				
Aurila sp. 3 Valicenti	▪	▪▪				
Aurila spp.	▪		▪▪			
Bradleya aff. *normani* (Brady)	▪	▪				
Bradleya aff. *pelotensis* Sanguinetti *et al.*	▪	▪				
Brasilicythere aff. *reticulispinosa* Sanguinetti *et al.*	▬		▪▪			
Brasilicythere sp.		▪	▪			
Buntonia sp.	▪					
Buntonia ? aff. *Buntonia* ? sp. Echevarría	▪					
Callistocythere marginalis Zabert	▪	▪▪	▪	▪		
Callistocythere aff. *marginalis* Zabert	▪		▪▪			
Callistocythere aff. *multicellulosa* Coimbra *et al.*	▪					
Callistocythere spp.	▪		▪	▪▪	■	▪▪
Caudites aff. *diagonalis* Sanguinetti				▪		
Coquimba spp.	▪	▪▪	▪			
Coquimba ? sp. Echevarría	▪					
Cornucoquimba aff. *conulata* Ramos				▪		
Cornucoquimba aff. *Cornucoquimba* sp. 2 Valicenti	▪▪		▪▪			
Cyamocytheridea sp.				▪		
Cyamocytheridea ? spp.				▪		
Cyprideis sp.					▪	▪
Cytherella spp.	▪	▪		▪		
Cytheretta punctata Sanguinetti				■		
Cytheropteron ? spp.			▪	▪		
Cytherura aff. *C.* cf. *purperae* Ornella y Fallavena				▪		
Garciaella leoniana (Bertels)				▬		
Garciaella sp.				▪▪		
Hemicytherura aff. *costulosa* Zabert			▪			
Hemicytherura sp.				▪		
Hemicytherura aff. *sanmatiasensis* Echevarría					▪	
Henryhowella aff. *evax* (Ulrich y Bassler)	▪▪		▪	▬		
Henryhowella sp.					▪▪	
Krithe sp.	▪					
Leptocythere ? sp.					▪	
Loxoreticulatum ? sp.				▪		
Munseyella aff. *josti* Kotzian	▪					
Munseyella spp.				▬	▪	
Neocytherideis ? sp.					▪	
Oculocytheropteron ? aff. *melicerion* Whatley *et al.*			▪			
Paradoxostoma ? sp.	▪				▪	
Patagonacythere ? sp.				▪		
Pellucistoma aff. *elongata* Whatley *et al*.				▪		
Perissocytheridea victoriensis Zabert	▪		▪			
Perissocytheridea ? sp.				▪▪	▪	
Propontocypris ? sp.	▪		▪			
Quadracythere neali Sanguinetti			▪			
Radimella ? sp.				▪		
Semicytherura sp.				▪		
Semicytherura ? sp.		▪				
Urocythereis sp.	▪					
Wichmannella deliae Bertels	▪▪		▪			
Wichmannella juliana Bertels	▪					
Wichmannella sp.	▪					
Xestoleberis ? sp.	▪					

Tabla 4. Nanofósiles calcáreos de la cuenca del Salado. En blanco TEP; en gris TLP. Modificado de Marengo (2006).

	Acanthoica sp.	*Braarudosphaera bigelowi*	*Calcidiscus premacintyrei*	*Coccolithus pelagicus*	*Coccolithus pelagicus grande*	*Cyclicargolithus abisectus*	*Discoaster broweri*	*Dyctiococcites antarticus*	*Dyctiococcites productus*	*Helicosphaera carteri*	*Helicosphaera orientalis*	*Helicosphaera walbersdorfensis*	*Holodiscolithus macroporus*	*Micrantholithus pinguis*	*Pontosphaera multipora*	*Rahbdosphaera clavigera*	*Reticulofenestra haquii*	*Reticulofenestra minuta*	*Reticulofenestra procera*	*Reticulofenestra pseudoumbilicus*	*Sphenolithus abies*	*Syracosphaera pulchra*	*Thoracosphaera* cf. *T. tuberosa*	*Thoracosphaera heimii*	*Triquetrorhabdulus carinatus*	*Umbilicosphaera jafari*	*Umbilicosphaera rotula*
P10 - 69-70		X	X	X	X	X	X	X		X	X	X	X		X	X	X		X	X	X	X	X	X		X	X
R II - 50				X					X								X	X		X	X						
R VI-25	X	X		X	X			X		X		X			X	X		X		X	X						
R II - 94		X		X		X								X				X							X		

en las muestras con microfauna, entre los que destaca *Cupuladria canariensis*. Por su parte, Ottone *et al.* (2013) realizaron un estudio palinológico entre los 952 y 1077 mbbp del sondeo YPF.SE. LH.x-2 Los Horcones, en el NO de la provincia de Santiago del Estero, donde realizaron los siguientes hallazgos: Briofitas: *Reboulisporites fuegiensis*; Pteridofitas: *Laevigatosporites* sp. (Dipteridaceae/Gleicheniaceae), *Azolla* sp. (Salviniaceae), *Deltoidospora* sp. (Cyatheaceae/Dicksoniaceae), *Muricingulisporis chenquensis* (Pteridaceae), Gimnospermas: *Equisetosporites claricristatus*, *Equisetosporites notensis* (Ephedraceae), *Lygistepollenites florinii*, *Phyllocladidites mawsonii*, *Podocarpidites marwickii* (Podocarpaceae), Angiospermas: *Liliacidites* sp. (Liliaceae), *Graminidites* sp. (Poaceae), *Chenopodipollis chenopodiaceoides* (Amaranthaceae/ Chenopodioideae), *Corsinipollenites* sp. cf. *C. atlántica* (Onagraceae), *Margocolporites vanwijhei* (Caesalpiniaceae), *Acaciapollenites* sp. cf. *A. myriosporites*, *Polliadopollenites* sp. (Leguminosae), *Nothofagidites dorotensis*, *Nothofagidites fuegiensis*, *Nothofagidites saraensis* (Nothofagaceae), *Echiperiporites* sp.?, *Malvacipolloides* sp.? (Malvaceae), *Senipites* sp. cf. *S. patagonica* (Symplocaceae), *Tricolpites trioblatus* (Convolvulaceae), *Rhoipites* sp. *Tricolpites* sp. (afinidad incierta). Clorófitas continentales: *Botryococcus* sp., *Monactinus* sp. cf. *M. simplex* y *Pseudopediastrum* sp. cf. *P. boryanum*. Prasinofitas: *Pterospermella* sp. En la parte superior de la sección muestreada hay también dinoflagelados marinos *Hytrichosphaeridium* sp., *Operculodinium* sp.? y *Spiniferites* sp., y microforaminíferos. Los autores relacionaron los taxones de la sección superior a la ingresión marina Paranense, del Mioceno medio, sin embargo la profundidad de los niveles muestreados serían compatibles con la TLP, según se puede observar en las líneas sísmicas de la región (Marengo, 2006: figura 19). El significado bioestratigráfico de los taxones es muy amplio y puede relacionarse a cualquier momento del Neógeno.

– Edad. Los nanofósiles son característicos de la Biozona o Intervalo D, comprendida entre la última aparición de *Sphenolithus heteromorphus* y la primera aparición de *Catinaster coalitus*, y caracterizada por *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Coccolithuspelagicus*, *Calcidiscus leptoporus*, *Discoaster exilis*, *Helicosphaera carteri*, *Umbilicosphaera jafari*, *U. rotula*. Otras especies comunes incluyen *Discoaster kugleri* y *H. orientalis*. También son relevantes *C. premacyntyrei*, *H. orientalis*, *H. walbersdorfensis*, *R.*

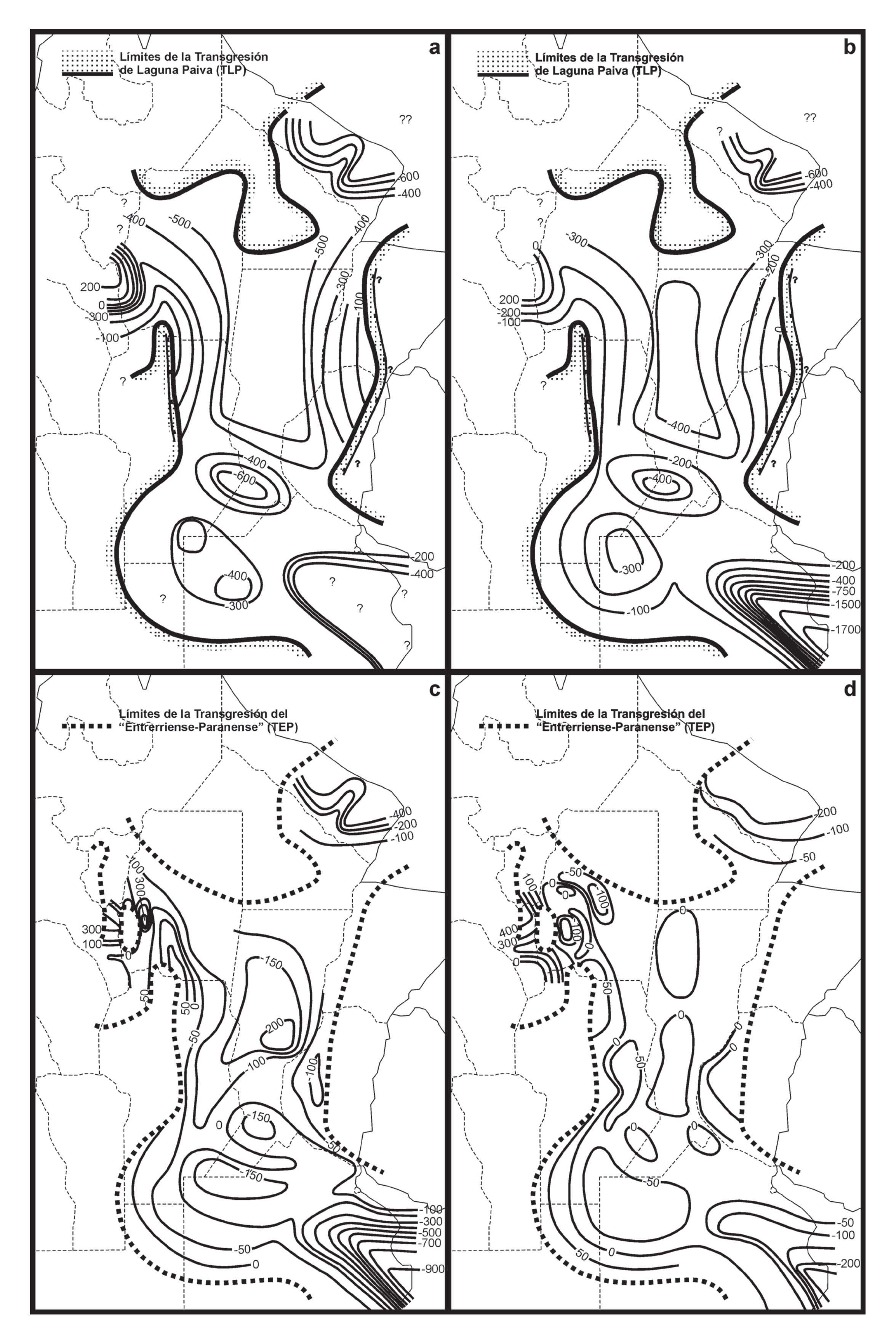
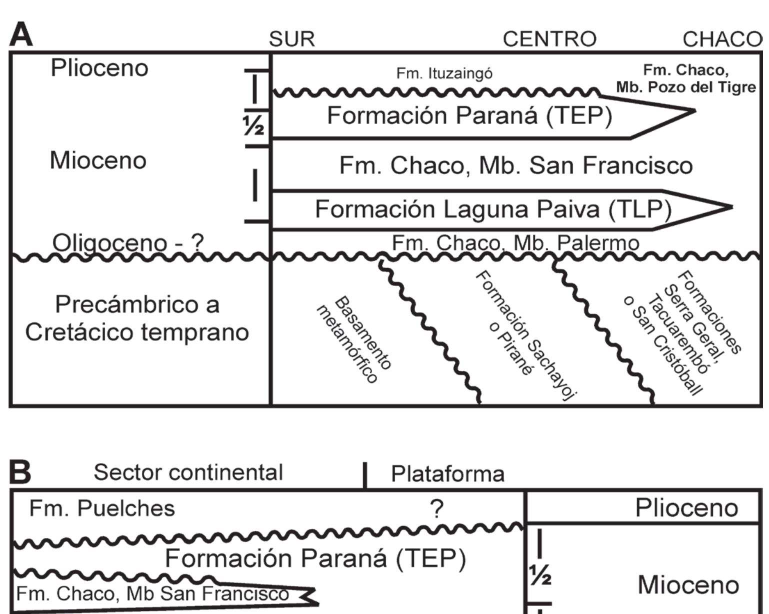


Figura 16. Mapas estructurales de los depósitos marinos del mioceno: a, piso TLP; b, techo TLP; c, piso TEP; d, techo TEP. Altitudes referidas al nivel del mar. Modificado de Marengo (2006).



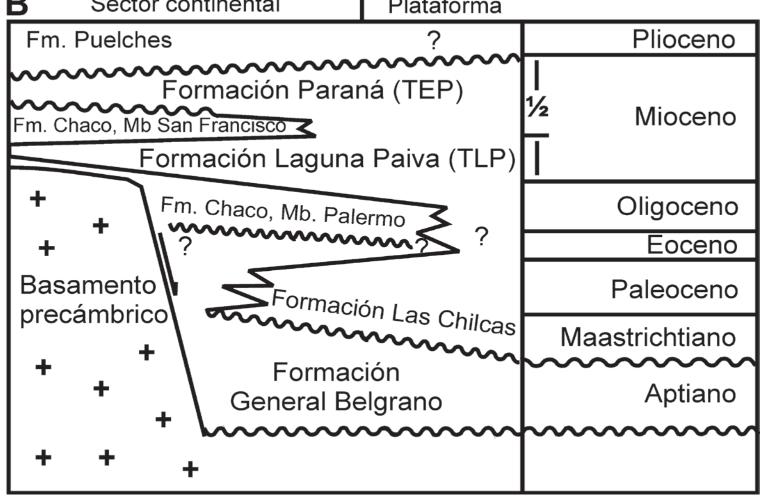


Figura 17. Síntesis de las propuestas estratigráficas para la cuenca Chacoparanense (A) y la cuenca del Salado (B). Modificado de Marengo (2006).

pseudoumbilicus, que restringen la asociación a la Zona NN6 (figura 14), confirmando una edad Serravalliano (Mioceno medio), para la mitad inferior de la Formación Paraná. Los foraminíferos bentónicos obtenidos no permiten tener mayores precisiones sobre la edad de la TEP, que lo ya indicado por Malumián (1970, 1972) para la zona informal de *P. tuberculatum*, quién le asignó una edad miocena media-tardía en las cuencas del Colorado y del Salado. Los foraminíferos planctónicos hallados en tres perforaciones del norte de la cuenca del Salado pertenecen a ejemplares juveniles de *Globorotalia praescitula* Blow y *Neogloboquadrina continuosa* (Blow) transicional a *Paragloborotalia mayeri* (Cushman y Ellisor), con biocrones amplios que culminan entre las Biozonas N12 y 14, edad muy similar a la señalada por los nanofósiles (Marengo, 2006).

Debido a que los fósiles planctónicos mencionados se localizaron en la zona media de la Formación Paraná, no se conoce la edad del comienzo y del final de la TEP; de todos modos la correlación con los ciclos eustáticos globales y los eventos de deformación andina (figura 14), permite estimar que la TEP se habría depositado entre fines del Langhiano y la base del Tortoniano, con una edad aproximada de entre 15 y 9,5 Ma (Marengo, 2015).

Cuenca del Colorado

Esta cuenca, al igual que la del Salado, es de tipo aulacogénico, y posee un espesor de depósitos Meso y Cenozoicos de hasta 7000 m, aunque en promedio no supera los 2500 m (Yrigoyen, 1999). Se localiza en el sur de la provincia de Buenos Aires, SE de La Pampa y NE de Río Negro, y posee una estrecha conección con la cuenca de Macachín (figura 18). Durante el Neógeno habría estado sometida a un régimen de subsidencia, que persiste en la actualidad según los estudios isostáticos realizados por Introcaso (2003). Los principales estudios fueron realizados en testigos de perforaciones en la provincia de Buenos Aires o en la plataforma continental, en tanto que los afloramientos se restingen a exposiciones muy reducidas en el oriente de La Pampa (Visconti *et al*., 2003), o en el NE de Río Negro (Malumián *et al*., 1998). La división litoestratigráfica para el Neógeno no está aún claramente establecida; Yrigoyen (1999) asignó los depósitos continentales de las Formaciones Elvira y Ombucta al Eoceno-Mioceno temprano, y en discordancia sobre estos a los depósitos marinos de la Formación Barranca Final, que llegaría hasta fines del Mioceno. Por su parte en los estudios micropaleontológicos y palinológicos (Malumián, 1970, 1972; Boltovskoy, 1980; Guler *et al.*, 2002, entre otros) se describe un registro continuo de fósiles marinos entre el Oligoceno temprano y el Plioceno temprano; Guerstein y Junciel (2001) limitaron las Formaciones Elvira y Ombucta al Eoceno, y el registro marino de la Formación Barranca Final al Oligoceno tardío y Mioceno. Por último, Malumián *et al.* (1998) recomendaron restringir la Formación Barranca Final a los depósitos con fauna "entrerriense" (TEP) del Mioceno medio a tardío, y separarlos de los infrayacentes depósitos del Oligoceno tardío-Mioceno temprano, correlacionables con el "patagoniense" o Formación Monte León (TLP).

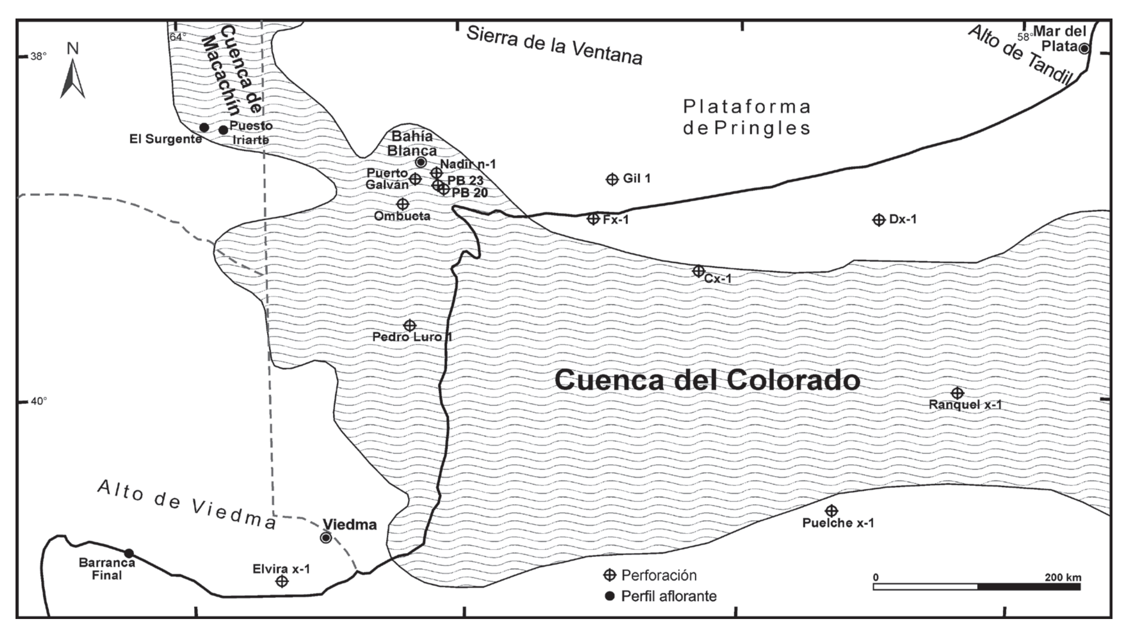


Figura 18. Perforaciones y afloramientos de la Formación Barranca Final; límites de cuencas según Yrigoyen (1999).

Formación Barranca Final.— 792 m de espesor máximo en subsuelo (Yrigoyen, 1999), hasta 2,6 m aflorantes en el SE de La Pampa. En la sección tipo se exponen unos 15 m de arcillas y arcillas arenosas grisáceas con intercalaciones tobáceas, con abundantes restos de moluscos e intensa bioturbación (Malumián *et al*., 1998).

– Foraminíferos. Malumián (1970, 1972) estudió una importante microfauna en Puerto Belgrano 23 (PB-23), donde halló una discontinuidad paleontológica en la Formación Barranca Final que separa una asociación asignada al Oligoceno hasta los 450 mbbp aproximadamente, y por encima hasta los 275 mbbp, una asociación "entrerriense", aparentemente algo más antigua que en la cuenca del Salado, y sin la presencia de *P. tuberculatum*. El límite aproximado entre ambas asociaciones está marcado por la desaparición de *Cassigerinella chipolensis*, *Globorotalia opima opima*, *Globigerina brevis* y *G. ouachitensis ciperoensis*, y la máxima abundancia de *G. woodi woodi*; a partir de allí las microfaunas "entrerrienses" están caracterizadas por los planctónicos *G. woodi woodi*, *G.* sp. aff. *G. woodi conecta*, *G. angulofficinalis* y *G. officinalis*. Entre los bentónicos "entrerrienses" son característicos *Textularia gramen*, *T. candeiana*, *Pyrgo patagonica*, *Pyrgo* spp., *Quinqueloculina lamarckiana*, *Q. seminulina*, *Cyclogira* spp., *Cibicides aknerianus*, *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Elphidium* sp. cf. *E. lens*, *Glandulina* sp., *Nonion affine*, *Nonionella atlantica* y *Uvigerina peregrina*. Posteriormente Malumián *et al.* (1998) en la localidad tipo de la unidad hallaron una microfauna típica de la zona de *P. tuberculatum*, la que asignaron al Mioceno medio a tardío, y señalaron que los niveles del "patagoniense" (no aflorantes) están caracterizados por la presencia del género *Transversigerina*. En el sondeo de costa afuera Puelche (YPF Pu es-1), Becker y Bertels (1980) describieron una asociación de foraminíferos asignada al Mioceno temprano, entre los 1420 y 1340 mbbp, caracterizada por los planctónicos *Globorotalia foshi barisanensis*, *G. miozea*, *G. praescitula*, *G. continuosa*, *Globigerina tapuriensis*, *G. apertura* y *Sphaeroidinella disjunta*, y con una gran diversidad de bentónicos entre los que destacan *Anomalinoides leonense*, *Gyroidina soldanii*, *Globocassidulina subglobosa*, *Uvigerina miozea* y *Virgulopsis reticulata*; y entre los 1340 y 500 mbbp las microfaunas son características del Mioceno medio a tardío, con muy escasos planctónicos (*Globigerina bulloides* y *G. praebulloides*) y una amplia variedad de bentónicos, tales como *Anomalinoides alazanensis*, *Buccella peruviana campsi*, *Cassidulina laevigata*, *C. pulchella*, *Cibicides pseudoungerianus*, *Cibicidoides pygmaeus*, *C. dutemplei*, *Cyclammina* spp., *C. cancellata*, *Haplophragmoides* spp., *Protelphidium tuberculatum*, *Protoglobobulimina pupoides*, *Uvigerina miozea* y *Virgulopsis reticulata*. Por último, Boltovskoy (1980) halló en Gil 1 una asociación del Mioceno temprano desarrollada entre los 325 y 304 mbbp con los foraminíferos planctónicos *Globigerina bulloides*, *G. brazieri*, *G. woodi* y *Globorotalia* cf. *G. suteri*, y los bentónicos *Astrononion echolsi*, *Bolivina doniezi*, *Cribroelphidium discoidale*, *Lenticulina peregrina*, *Nonionella atlántica*, *Pseudonodosaria torrida*, *Robulus rotultus*, *R. pseudocasis*, etc.

– Ostrácodos. Malumián (1970, 1972) halló unos 25 géneros en el "entrerriense" de PB-23, entre los que se pueden mencionar *Argenticytheretta*, *Bairdia*, *Bensonia*, *Bradleya*, *Buntonia*, *Cyamocytheridea*, *Cytherella*, *Cytheropteron*, *Echinocythereis*, *Loxoconcha*, *Perissocytheridea*, *Quadracythere* y *Trachyleberis*.

– Palinomorfos. Guerstein y Quattrocchio (1988) y Guerstein (1990) estudiaron las perforaciones Nadir 1 y PB-20, donde reconocieron numerosas especies de polen,

esporas y microplancton, mediante las cuales dividieron la Formación Barranca Final en siete subzonas palinológicas desarrolladas entre el Eoceno temprano y el Mioceno tardío. Aproximadamente entre 450 y 400 mbbp se habrían depositado los sedimentos de la subzona B1 del Mioceno temprano a medio, con aporte de elementos de ambiente montano-litoral, bajo un clima templado a cálido y húmedo; entre los principales taxones terrestres se mencionan Triletes (*Deltoidospora* sp.), Saccites (*Podocarpidites marwickii*), Aletes (*Araucariacites* sp.), Plicates (*Ailanthipites* cf. *marginatus*, *Artemisiaepollenites* cf. *sellularis*, *Psilatricolpites patagonicus*, *Psilatricolpites* spp., *Psilatricolporites* sp., *Rhoipites* sp. cf. *R. minusculus*, *Rhoipites* spp. y *Tricolpites* cf. *reticulata*) y Poroses (*Liquidambarpollenites* sp. y *Sparganiaceapollenites* sp.), y entre los marinos los subórdenes Gonyaulacystineae (*Achomosphaera ramulifera*, *Lingulodinium* sp., *Operculodinium* spp., *Spinisferites membranaceus*, *S. ramosus* y *Spinisferites* spp.) e Hystrichosphaeridiineae (*Cleistosphaeridium* cf. *patagonicum* y *Cleistosphaeridium* spp.), y las acritarcas *Baltisphaeridium* sp., *Micrhystidium* sp., cf. *Comasphaeridium* sp., *Pterosphaeridia* sp., *Leiosphaeridia granulosa*, *L.* cf. *minutaespinosa*, *Leiosphaeridia* sp. y *Tasmanites* sp. La subzonas B2 y B3, aproximadamente entre 400 y 300 mbbp, fueron asignadas al Mioceno medio a tardío y entre sus elementos continentales más abundantes se destacan Triletes, Saccites (*P. marwickii*), Aletes (*Araucariacites* sp.), Plicates (*A.* cf. *sellularis*, *Ephedripites* spp., *P.patagonicus*, *Psilatricolporites* spp., *Retitricolporites* sp., *Rousea* sp., *R.* cf. *baculatus*, *Rhoipites* sp. cf. *R. minusculus*, *Rhoipites* spp., *T.* cf. *Reticulata* y *Tubulifloridites antipodica*) y Poroses (Amareanthaceae, Chenopodiaceae, cf. *Junglaspollenites* sp., *Liquidambarpollenites* sp., *Myrtaceidites mesonesus*, *Nothofagidites* sp. y *Sparganiaceapollenites* sp.), y entre los marinos los subórdenes Gonyaulacystineae (*Chytroeisphaeridia chytroeides*, *Lingulodinium* sp., *Operculodinium centrocarpum*, *Spinisferites membranaceus*, *S. ramosus* y *Spinisferites* spp.) e Hystrichosphaeridiineae (*Cleistosphaeridium* spp., *Polysphaeridium* sp. y *Pentadiniumtaeniagerum*), y las acritarcas *Baltisphaeridium* sp., *Micrhystidium* sp., *Leiosphaeridiagranulosa* y *Leiosphaeridia* spp.

En Ombucta x-1 (Guerstein y Guler, 2000), la Formación Barranca Final fue asignada al lapso Oligoceno-Plioceno temprano mediante el estudio de sus dinoflagelados, y la división bioestratigráfica fue realizada a partir de los últimos registros (UR) de las especies mencionadas; el tramo Oligoceno-Mioceno temprano se desarrolla entre los 587 (UR de *Batiacasphaera baculata*, *Emmetrocysta urnaformis* y *Melitasphaeridium* cf. *pseudorecurvatum*) y los 512 mbbp (UR de *Cannosphaeropsis* sp.) y el Mioceno medio entre los 512 y los 494 mbbp (UR de *Distatodiniumparadoxum* y *Cribroperidinium tenuitabulatum*), ambos intervalos caracterizados por un porcentaje muy elevado de palinomorfos marinos.

El estudio de los dinoflagelados de los sondeos Cx-1, Dx-1 y Fx-1 (Guerstein y Junciel, 2001; Guler *et al.*, 2001; Guler y Guerstein, 2003) permitió establecer la división bioestratigráfica de los depósitos neógenos costa afuera al sur de la provincia de Buenos Aires (figura 18), mediante el UR de algunas especies. El límite inferior del Oligoceno tardío-Mioceno temprano está indicado por el UR de *Spinidinium* cf. *macmurdoense* en Fx-1 (850 mbnm) y Dx-1 (960 mbnm) y por *Phthanoperidinium comatum*, *P. multispinum* y *Enneadocysta*? *dictyostila* en Cx-1 (1195 mbnm); la base del Mioceno medio está definida por el UR de *Cannosphaeropsis quattrocchiae* en Fx-1 (645 mbnm) y Dx-1 (755 mbnm) y por *C. quattrocchiae* y *Hystrichokolpoma rigaudiae*

en Cx-1 (945 mbnm); por último el límite entre el Mioceno medio y tardío fue ubicado en las tres perforaciones a partir del UR de *Cleistosphaeridium ancyreum* (525 mbnm en Fx-1, 805 en Cx-1 y 655 en Dx-1). Por último, Guller *et al.* (2002) estudiaron los dinoflagelados en los 15 metros aflorantes en la sección tipo, donde pudieron establecer que estos niveles fueron depositados durante el Mioceno medio a tardío, en concordancia con las estimaciones realizadas con el estudio de los foraminíferos (Malumián *et al.*, 1998).

– Otros fósiles. En dos pequeños afloramientos en el SE de la Pampa (figura 18) se hallaron fragmentos de cirripedios asignados a *Balanus* sp., numerosos moldes de bivalvos asignados a *Brachidontes* sp. (Mytilidae), y además el foraminífero bentónico *P. tuberculatum*, característico de la TEP (Visconti *et al*, 2003); además en la misma región se hallaron niveles yesíferos en subsuelo con presencia del género *Corbícula*.

– Ambiente. Boltovskoy (1980) señaló un deterioro climático a partir del Oligoceno tardío, con una paulatina disminución de la temperatura y de las asociaciones afines a la corriente del Brasil, según la información brindada por los foraminíferos de Gil 1.

Mediante el estudio de palinomorfos, Guler *et al.* (2002) estimaron un ambiente estuárico, con cortos períodos de mayor inundación, y aguas templado cálidas a cálidas para la sección tipo de la Formación Barranca Final. Guler y Guerstein (2003) propusieron hacia el Mioceno tardío una somerización general en la cuenca, por desaparición simultánea de numerosas especies. En PB-20 y Nadir 1 Guerstein y Quattrocchio (1988) y Guerstein (1990), según análisis de diversidad, hallaron máximos eustáticos aproximadamente hacia la mitad de los sectores correspondientes al Mioceno temprano a medio (B1) y del Mioceno medio a tardío (B2 y B3), con mínimos eustáticos hacia el final de dichas columnas; en consecuencia el límite entre B1 y B2 podría correlacionarse con la discontinuidad paleontológica propuesta por Malumián (1970, 1972) para el mismo período en PB-23; en forma paralela, a partir de la variación porcentual de elementos continentales y marinos, y a las asignaturas ambientales de algunos elementos palinológicos, se estimaron condiciones litorales y templado-cálidas y húmedas para las subzonas B1 y B2-B3, y hacia el final de estas subzonas, retracción de las paleocostas y de los ambientes boscosos o selváticos y aumento de los ambientes de estepa o sabana.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El estudio de las columnas estratigráficas actualizadas del centro y norte de Argentina durante el Paleógeno y el Mioceno, muestra patrones bastante homogéneos, y relacionados a los principales períodos de deformación andina. Los avances en la datación de las unidades neógenas (dataciones radimétricas, bioestratigrafía y magnetoestratigrafía) fueron muy importantes durante las últimas dos décadas, pero no se contaba con una visión integradora que permitiera relacionarlos entre las diferentes regiones, particularmente entre aquellas directamente relacionadas con la orogénesis andina, y las llanuras ubicadas al este del país.

El principal condicionante en la generación de períodos de escasa o nula depositación, y de períodos de importante subsidencia y depositación, habría sido la interacción entre las placas de Nazca y América del Sur (figura 14). La dinámica entre estas placas fue bastante simple, con cambios en la tasa de convergencia y en la oblicuidad, bastante bien conocidos para los últimos 40 millones de años. Sin embargo, las variaciones en el registro estratigráfico son de interpretación bastante más compleja, principalmente en sentido oeste-este.

En el pasado, ante la escasez de dataciones precisas y objetivas, existía la tendencia de distribuir en forma más o menos homogénea los depósitos cenozoicos en la escala temporal; de este modo se asignaron numerosas unidades estratigráficas al Paleógeno, tanto para la zona andina como para el subsuelo de la llanura. En los últimos años se pudo comprobar que la mayor parte de estas unidades son neógenas y cuaternarias, y que el Paleógeno fue un período caracterizado por la escasa depositación (menor orogénesis y subsidencia) y, según se comprobó en algunos sectores, por intensa meteorización. La principal excepción a este esquema lo contituyó la Puna, donde los depósitos paleógenos poseen un importante desarrollo.

Durante el Eoceno y el Oligoceno (fase Incaica de la orogénesis andina) la deformación y el volcanismo se concentraron en territorio chileno, con menor influencia en la mayor parte del centro y norte de la Argentina, exceptuando las regiones andinas situadas al norte de los 26-27° LS. Hacia fines del Oligoceno y principios del Mioceno se produjo un importante incremento en la tasa de convergencia entre las placas de Nazca y América del Sur, y la oblicuidad entre ambas pasó desde valores de 40° a unos 10° (figura 14). Estos cambios favorecieron la migración de la deformación andina y de la actividad ígnea, en forma aproximada hacia el límite entre Chile y Argentina. Este período suele ser conocido como fase Pehuenche, y en numerosos ejemplos está caracterizado por una discordancia basal, seguida de la depositación de potentes secuencias clásticas, volcánicas y volcaniclásticas (figuras 2, 3, 4, 7, 8, 9, 11, 15 y 17). Como se mencionó en la Introducción, esta discordancia que se ubica en la base de los depósitos de fines del Oligoceno o Mioceno temprano, sería diacrónica y abarcaría lapsos de tiempo muy diferentes según las regiones que se consideren, con un marcado aumento en la falta de registro estratigráfico hacia el este, donde las unidades neógenas se apoyan sobre rocas de edad proterozoica hasta cretácica. En el sector andino central (26-38° LS), durante el comienzo de la fase Pehuenche, el frente orogénico se desarrolló en torno a actual límite entre Chile y Argentina. El apilamiento tectónico generó una amplia cuenca de antepaís, que ocupó una faja de sentido meridiano, alcanzando hacia el este sectores de las actuales sierras Pampeanas. El relleno del Mioceno temprano a medio de esta cuenca posee en numerosos sectores, espesores de varios miles de metros de depósitos terrígenos y volcaniclásticos; en algunas regiones estos depósitos son aparentemente contínuos (figuras 3 y 4), pero en otras se observan discontinuidades entre fines del Mioceno temprano y mediados del Mioceno medio (figuras 7, 8, 9 y 11), que podrían correlacionarse con una nueva variación en la oblicuidad entre las placas de Nazca y América del Sur, que pasó de valores de 30° a unos 15°. Este período podría corresponder al comienzo de la fase Quechua I, según la propuesta de algunos autores (Salfity, 2004), la que habría continuado hasta fines del Mioceno medio.

En la región de la llanura Chacopampeana, luego del importante hiato del Paleógeno, se depositó una gran secuencia sedimentaria que se desarrolló en forma esencialmente contínua entre comienzos del Mioceno temprano y comienzos del Mioceno tardío. Estos depósitos se desarrollaron desde el margen oriental de las sierras Pampeanas y Subandinas, hasta algunos kilómetros al este del río Paraná (Marengo, 2015) o del margen atlántico bonaerense, donde entraron en contacto con los depósitos marinos de las cuencas del Salado y del Colorado. Este depocentro es conocido en forma general como cuenca Chacoparanense, y tuvo una subsidencia de algunos pocos cientos de metros (figura 16), producida por topografía dinámica (Astini *et al.*, 2014). El relleno corresponde a depósitos clásticos y volcaniclásticos continentales, generalmente de grano fino, con la intercalación de los depósitos de dos transgresiones marinas atlánticas de gran distribución regional, y es conocido como Grupo Litoral (Marengo, 2015). El desarrollo de las ingresiones marinas estuvo favorecido por la coincidencia en el tiempo de máximos eustáticos globales y períodos de mayor subsidencia, estos últimos asociados a variaciones de la convergencia en el margen occidental del continente (figura 14); a su vez las únicas discontinuidades significativas se correlacionan muy bien con períodos de incremento en la tasa de convergencia u oblicuidad entre las placas de Nazca y América del Sur, hacia los 25 y los 15 millones de años (bases del Grupo Litoral y de la Formación Paraná, respectivamente), y en forma aproximada con las discontinuidades mencionadas en los depósitos de la región andina, desarrollados al oeste.

Hacia principios del Mioceno tardío comenzó la horizontalización de la placa subducida y se produjo una disminución paulatina en la tasa de convergencia. Como consecuencia se generó la migración del frente orogénico y de la actividad volcánica hacia el este, y la fragmentación del antepaís andino. En el área andina, los sedimentos del Mioceno tardío se apoyan generalmente sobre los anteriores en forma discordante, asociados a la fase Quechua, en tanto que en la llanura Chacopampeana, corresponden a depósitos relacionados a la regresión del mar paranense y la instalación de ambientes principalmente fluviales (abanicos aluviales del Chaco, formaciones Puelches, Ituzaingó y equivalentes).

Los ambientes depositacionales del sector andino son típicos de este tipo de entorno tectónico, con una tendencia granodecreciente hacia el este. En la Puna se formaron numerosas cuencas intermontanas asociadas a importantes edificios volcánicos, con acumulaciones detríticas de grano grueso a fino, e importante contribución volcánica y volcaniclástica; fue frecuente la formación de ambientes lagunares con depositación de calizas y evaporitas. Hacia el este, los depósitos de la Cordillera Oriental, Calchaquenia, Sierras Subandinas y el Sistema de Santa Bárbara, poseen menor influencia volcánica directa, y una granulometría generalmente más fina, con predominio de ambientes fluviales y de playa, y con algunos niveles palustres probablemente relacionados a las ingresiones marinas. Hacia el sur se observa una tendencia similar, con predominio de volcanitas, depósitos volcaniclásticos y terrígenos gruesos en la Cordillera Principal y en la Cordillera Frontal, y una disminución de la granulometría y del contenido volcaniclástico en los depósitos conocidos en la Precordillera, Famatina y Sierras Pampeanas. En esta última región, la existencia de depósitos continentales de escaso espesor sugiere un ambiente tectónico de do-

mamiento periférico. Del mismo modo que en el NOA, en el sector andino central, diversas evidencias sugieren una esporádica conección o una marcada influencia de las ingresiones marinas miocenas provenientes del este.

En la región Chacopampeana, el registro sedimentario continental (Formación Chaco) refleja ambientes de baja energía, dominados por sedimentación fluvial, eólica y palustre, con momentos de importante aporte volcaniclástico fino desde la cordillera, y aportes locales desde las áreas elevadas circundantes (Sierras Pampeanas, Alto Central Chaqueño, Sierras Subandinas). Los sedimentos de la Formación Chaco, y unidades equivalentes situadas al oeste, están distribuidos en forma casi exclusiva en el subsuelo, y en consecuencia su conocimiento es muy pobre; se depositaron en períodos de mar bajo o en zonas periféricas a las grandes transgresiones, y muy probablemente posean una complejidad y diversidad mucho mayor a la conocida actualmente. Los depósitos de las transgresiones marinas del Mioceno temprano y medio (TLP y TEP) indican ambientes someros y con frecuentes avances y retrocesos de las líneas de costa; durante los momentos de mayor nivel eustático se habrían producido brazos marinos que ingresaron hacia el oeste a través de pasos en las Sierras Pampeanas.

Desde el punto de vista climático, la región andina parece haber estado dominada por una marcada aridez, dada la abundancia de depósitos eólicos y de barreal, y ambientes palustres de extensión reducida. El registro de mamíferos y palinomorfos sugiere temperaturas relativamente más elevadas a las dominantes durante el Mioceno tardío, y el eventual desarrollo de ambientes cerrados. En el ambiente marino, el registro fosilífero y litológico indica climas más cálidos a los actuales, con un máximo en la temperatura del agua durante el Mioceno temprano. Es una tarea pendiente conocer con mayor profundidad la influencia de los ambientes marinos interiores sobre las áreas emergidas. La presencia de enormes superficies inundadas, y las frecuentes migraciones de las líneas de costa, habrían producido cambios climáticos de gran relevancia en el interior continental, con variaciones en las lluvias y la circulación atmosférica, que necesariamente influyeron sobre la meteorización, erosión y depositación de los sedimentos, y sobre la composición y distribución de las biotas.

AGRADECIMIENTOS

Numerosos colegas han colaborado con bibliografía y consejos para la elaboración de esta síntesis a lo largo de los últimos cinco años. Naturalmente es imposible recordarlos a todos por defectos de la memoria, pero entre ellos queremos mencionar especialmente a José Salfity, Ricardo Alonso, Laura Giambiagi, Ricardo Astini, Adan Tauber, Diego Winocur y David Tineo. Nuestro reconocimiento a la compleja labor de los editores.

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, P. G. y Aceñolaza, F. G. 1996. Improntas foliares de una Lauraceae en la Formación Paraná (Mioceno superior), en Villa Urquiza, Entre Ríos. Ameghiniana 33 (2): 155-159.

Agnolin, F. y Noriega, J. I. 2012. Una nueva especie de ñandú (Aves: Rheidae) del Mioceno tardío de la Mesopotamia, Argentina. Ameghiniana 49: 236–246.

Alonso Muruaga, P. J. y Buatois, L. A. 2012. La Formación Vallecito (Mioceno Inferior) y su contendo icnológico. I Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, Resúmenes, San Miguel de Tucumán.

Alonso, M. S., Limarino, C. O., Litvak, V. D., Poma, S. M., Suriano, J. y Remesal, M. B. 2011. Paleogeographic, magmatic and paleoenvironmental scenarios at 30ºS during the Andean orogeny: Cross sections from the volcanic-arc to the orogenic front (San Juan, Argentina). En: Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. (Eds.), Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina: 23-45. SCS Publisher, Salta.

Alonso, R. N. 1992. Estratigrafía del Cenozoico de la cuenca de Pastos Grandes (Puna Salteña) con énfasis en la Formación Sijes y sus boratos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 47 (2): 189-199.

Alonso, R. N. 2000. El terciario de la Puna en tiempos de la ingresión marina paranense. En: Aceñolaza, F. G. y Herbst, R. (Eds.), El Neógeno de Argentina: 163-180. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 14, San Miguel de Tucumán.

Anzótegui, L. M. 1990. Estudio Palinológico de la Formación Paraná (Mioceno Superior) “Pozo Josefina”, Provincia de Santa Fe, Argentina. II Parte: Paleocomunidades. Facena 9: 75-86.

Anzótegui, L. M. 2001. Bulnesia (Zygophyllaceae) en la Formación San José (Mioceno medio), provincia de Tucumán, Argentina. Boletín Sociedad Argentina de Botánica 36 (Suplemento): 136.

Anzótegui, L. M. 2002 a. Fabaceae en la Formación San José, Mioceno medio, Tucumán, Argentina. VIII Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía: 23. Corrientes.

Anzótegui, L. M. 2002 b. Paleocomunidades vegetales de tres Formaciones del Mioceno del NW argentino. VIII Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía: 24. Corrientes.

Anzótegui, L. M. 2002 c. Hojas de Myrtacae en la Formación San José (Mioceno medio) Provincia de Tucumán, Argentina. Ameghiniana 39 (3): 321-330.

Anzótegui, L. M. y Aceñolaza, P. G. 2006. Macroflora en la Formación Paraná (Mioceno medio), en la provincia de Entre Ríos (Argentina). IX Congreso Argentino de Paleontología y Biostratigrafía, Resúmenes: 29, Córdoba.

Anzótegui, L. M. y Cristalli, P. 2000 Hojas de Malvaceae en el Neógeno de Argentina y Brasil. Ameghiniana 37 (2): 169-180.

Anzótegui, L. M. y Ferraro, L. I. 2000. Líquenes folícolas en la Formación San José (Mioceno medio) Tucumán, Argentina. Geociencias, Número Especial 5: 256.

Anzótegui, L. M. y Garralla, S. S. 1985. Estudio palinológico de la Formación Paraná (Mioceno Superior), (Pozo Josefina), Provincia de Santa Fe, Argentina. 1º parte: Descripciones sistemáticas. Facena 6: 101-177.

Anzótegui, L. M. y Herbst, R. 2003. Megaflora (hojas y frutos) de la Formación San José (Mioceno medio) en Río Seco, Departamento Santa María, provincia de Catamarca, Argentina. Universidad Nacional del Nordeste, Comunicaciones Científicas y Tecnológicas 2003: Resumen: B-021.

Anzótegui, L. M. y Morton, L. S. 2000. Capítulos de Asteraceae en la flora de la Formación San José (Mioceno medio), Tucumán, Argentina. Reunión anual de Comunicaciones de la APA, Mar del Plata. Ameghiniana 37 (4) Suplemento: 69R (Resúmenes).

Aramayo, A., Guzmán, S., Hongn, F. y del Papa, C. 2014. Ignimbrita en la Formación Angastaco (Mioceno), Las Viñas, Valle Calchaquí: Propuesta de correlación y área fuente. XIX Congreso Geológico Argentino. Resúmenes. Córdoba.

Arcila Gallego, P. A. 2010. Los depósitos sinorogénicos del sur de Mendoza y su relación con la faja plegada y corrida de Malargüe (35° -36°S), Mendoza. Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 379 pp. Buenos Aires.

Armando, V. 1949. Observaciones geológicas en la Alta Cordillera de Mendoza, Depto. de Tunuyán entre el río Palomares y el Cordón del Marmolejo al oeste del río Tunuyán. Tesis Doctoral Universidad Nacional de La Plata, 93 pp.. La Plata.

Astini, R. A., Tauber, A. A., Marengo, H. G. y Oviedo, N. Del V. 2014. Cubierta cenozoica (Paleógeno-Neógeno). En: Martino, R. D. y Guereschi, A. B. (eds), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba. Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino, versión CD.

Azeglio, E. A., Giménez, M. E. e Introcaso, A. 2008. Análisis de subsidencia de la cuenca de las Salinas, sierras Pampeanas Occidentales. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (2): 272-280.

Baby, F., Moretti, I., Guillier, B., Limachi, R., Méndez, E., Oller, J. y Spetch, M. 1995. Petroleum System of the Northern and Central Bolivian Sub-Andean Zone. En: Tankard, A. J., Suárez, S. R. y Welsink, H. J. (Eds.) Petroleum Basins of South America: 445-458. AAPG Memoir 62, Tulsa.

Baldauf, P., Stephens, G., Nullo, F., Combina, A. y Kunk, M. 1997. Tertiary uplift, magmatism and sedimentation of the Andes, Southern Mendoza Province, Argentina. Geological Society of America, Abstracts with Programs 29 (6): A-48.

Bardack, D. 1961. New tertiary teleosts from Argentina. American Museum Novitates 2041: 1-27.

Barreda, V. D., Gutiérrez, P. R. y Limarino, C. O. 1998. Edad y paleoambiente de la "serie del yeso", valle del Cura, provincia de San Juan: evidencias palinológicas. Ameghiniana 35 (3): 321-335.

Barreda, V. D., Limarino, C., Fauqué, L., Tripaldi, A. y Net, L. 2003. Primer registro palinológico del miembro inferior de la Formación Cerro Morado (Mioceno), Precordillera de La Rioja. Ameghiniana 40: 81-88.

Barreda, V. D., Ottone, E. G., Dávila, F. M. y Astini, R. A. 2006. Edad y paleoambiente de la Formación del Buey (Mioceno), sierra de Famatina, La Rioja, Argentina: evidencias sedimentológicas y palinológicas. Ameghiniana 43 (1): 215-226.

Barreda, V., Anzótegui, L. M., Prieto, A. R., Aceñolaza, P., Bianchi, M. M., Borromei, A. M., Brea, M., Caccavari, M., Cuadrado, G. A., Garralla, S., Grill, S., Guerstein, G. R,. Lutz, A. I., Mancini, M. V., Mautino, L. R., Ottone, E. G., Quattrocchio, M. E., Romero, E. J., Zamaloa, M. C. y Zucol. A. 2011. Diversificación y cambios de las angiospermas durante el Neógeno en Argentina. Asociación Paleontológica Argentina. Publicación Especial 11 Ameghiniana 50º aniversario: 173-191.

Basaez, A. 2016. Geología del Neógeno y Cuaternario de la cuenca del Río Quinto, San Luis, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, 337 pp. San Luis.

Basaez, A. y Chiesa, J. 2014. Análisis de Facies de la Formación. Paso de las Carretas (San Luis, Argentina). XIX Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 7, Córdoba.

Battaglia, A. A. C. 1982. Descripción geológica de las Hojas 13 f, Río Hondo; 13 g, Santiago del Estero; 14 g, El Alto; 14 h, Villa San Martín y 15 g, Frías. Provincias de Santiago del Estero, Catamarca y Tucumán. Carta Geológico-Económica de la República Argentina, Boletín 186. Escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Subsecretaría de Minería, Secretaría de Estado de Industria y Minería, Ministerio de Economía. República Argentina.

Becker, D. y Bertels, A. 1980. Micropaleontología de la secuencia terciárica de la perforación Puelche (margen continental argentino). Actas II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 2: 315-333, Buenos Aires.

Bercowski, F., Ruzycki, L., Jordan, T., Zeitler, P., Caballero, M. M. y Pérez, I. 1993. Litofacies y edad isotópica de la secuencia La Chilca y su significado paleogeográfico para el Neógeno de Precordillera. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 212-217. Mendoza.

Bertels, A. y Zabert, L. 1980. Microfauna del Grupo Santa María (Terciario Superior) en las provincias de Catamarca y Tucumán, República Argentina. Actas II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 3: 67-73. Buenos Aires.

Bertolino, S. R. A., Poiré, D. G. y Carignano, C. 2000. Primer registro de sedimentitas marinas terciarias aflorantes en las Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55 (1-2): 121-124.

Blasco, G., Caminos, R.L., Lapido, O., Lizuaín, A., Martínez, H., Nullo, F., Panza, J.L. y Sacomani, L. 1994. Hoja Geológica 2966-II, San Fernando del Valle de Catamarca, provincias de Catamarca, Santiago del Estero y Tucumán. Programa nacional de cartas geológicas de la República Argentina, 1:250.000: 50 pp. SEGEMAR, Buenos Aires.

Boll, A. y Hernández, R. 1986. Interpretación estructural del área Tres Cruces (provincia de Jujuy, Argentina). Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera época, año 3 (7): 2-14.

Boltovskoy, E. 1980. Perforación Gil 1, provincia de Buenos Aires (foraminíferos, edad, paleoambiente). Ameghiniana 17 (4): 339-362.

Bondenbender, G. 1922. "El Nevado de Famatina" (Provincia de La Rioja). Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería 16, 1 p.

Bossi, G. E. y Muruaga, C. M. 2009. Estratigrafía e inversión tectónica del 'rift' neógeno en el Campo del Arenal, Catamarca, NO Argentina. Andean Geology 36 (2): 311-341.

Bossi G.E. y Palma R.M. 1982. Reconsideración de la estratigrafía del Valle de Santa María, Provincia de Catamarca, Argentina. V Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1: 155-172.

Bossi, G. E., Gavriloff, I. J. C., Esteban, G. 1998. Terciario (Estratigrafía, bioestratigrafía y paleogeografía). En: Gianfrancisco, M., Puchulu, M. E., Durango de Cabrera, J. y Aceñolaza, G. F. (Eds.). Geología de Tucumán: 87-110. Publicación Especial del Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán, Tucumán.

Bossi, G. E., Vides, M. E., Georgieff, S. M., Muruaga, C. M. e Ibáñez, L. M. 2000. Análisis de las paleocorrientes y de la varianza de los componentes a tres niveles, Neógeno del valle del Cajón, Catamarca, Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 7: 23-47.

Brea, M. y Zucol, A. 2000. Lignoflora del Cenozoico superior del Noroeste Argentino. En: Aceñolaza, F. G. y Herbst, R. (Eds.), El Neógeno de Argentina: 245-254. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 14, San Miguel de Tucumán.

Brea, M., Aceñolaza, P. G. y Zucol, A. F. 2001. Estudios paleoxilológicos en la Formación Paraná, Entre Rios, Argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 8: 7-17.

Buelow, E., Suriano, J., Mahoney, J. B., Kimbrough, D. L., Giambiagi, L. B. y Mescua, J. F. 2015. Evolution of the Neogene Cacheuta basin: a record of orogenic exhumation and basin inversion in the South Central Andes. GSA Annual Meeting, paper 317-318, Baltimore. Maryland.

Caffe, P. J., Trumbull, R. B., Coira, B. L. y Romer, R. L. 2002. Petrogenesis of Early Neogene magmatism in the Northern Puna; implications for magma genesis and crustal processes in the Central Andean Plateau. Journal of Petrology 43: 907-942.

Camina, S. 2016. Análisis Sedimentológico y Estratigráfico de Unidades Sedimentarias pre-pliocenas al Sur de la Sierra de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, 157 pp. San Luis.

Cappiello, D. 2004. Estratigrafía y Sedimentología de la Formación San Roque (Terciario) al Sudoeste de la Sierra de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura,

Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, 80 pp. San Luis.

Cerdeño, E. 2007. Systematic position of the Mesotheriidae (Notoungulata) from the Mariño Formation (Miocene) in Divisadero Largo, Mendoza, Argentina. Geobios 40: 767–773.

Cerdeño, E. 2011. Quebrada Fiera (Mendoza), an important paleobiogeographic center in the South American late Oligocene. Estudios Geológicos 67: 375-384.

Cerdeño, E. y Reguero, M. 2015. The Hegetotheriidae (Mammalia, Notoungulata) assemblage from the late Oligocene of Mendoza, central-western Argentina. Journal of Vertebrate Paleontology 35: e907173

Cerdeño, E. y Vera B. 2010. Mendozahippus fierensis gen. et sp. nov., new Notohippidae (Notoungulata) from the late Oligocene of Mendoza (Argentina). Journal of Vertebrate Paleontology 30: 1805-1817.

Cerdeño, E. y Vera B. 2015. A new Leontiniidae (Notoungulata) from the Late Oligocene beds of Mendoza Province, Argentina. Journal of Systematic Palaeontology 11: 943-962.

Cerdeño, E. y Vucetich, M. G. 2007. The first rodent from the Mariño Formation (Miocene) at Divisadero Largo (Mendoza, Argentina) and its biochronological implications. Revista Geológica de Chile 34 (2): 199-207.

Cerdeño, E., González Riga, B. y Bordonaro, O. 2006. Primer hallazgo de mamíferos en la Formación Mariño (Mioceno) en Divisadero Largo (Mendoza, Argentina). Ameghiniana 43: 205–214.

Cerdeño, E., Reguero, M. y Vera, B. 2010. Deseadan Archaeohyracidae (Notoungulata) from Quebrada Fiera (Mendoza, Argentina) in the paleobiogeographic context of the South American late Oligocene. Journal of Paleontology 84 (6): 1177-1187.

Charrier, R., Farías, M. y Maksaev, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile Norte y Central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65 (1): 5-35.

Chiotti, O.V. 1946. Estratigrafía y tectónica del oeste de la ciudad de Mendoza y Las Heras. Tesis Doctoral Universidad Nacional de Córdoba, 233 pp. Córdoba.

Ciccioli, P. L., Limarino, C. O., Marenssi, S. A., Tedesco, A. M. y Tripaldi, A. 2011. Tectosedimentary evolution of the La Troya and Vinchina depocenters (northern Bermejo Basin, Tertiary), La Rioja, Argentina. En: Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. (eds.) Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina: 91-110. SCS Publisher, Salta.

Ciccioli, P. L., Gómez O'Connell, M, Limarino. C. O. y Marenssi, S. A. 2013. La sucesión terciaria de la quebrada de los Pozuelos (cuenca de Vinchina): su importancia estratigráfica y paleogeográfica para el antepaís andino. Revista de la Asociación Geológica Argentina 70 (4): 451-464.

Cione, A. L., Vergani, G., Starck, D. y Herbst, R. 1995. Los peces de la Quebrada de La Yesera, provincia de Salta, Argentina. Su valor como indicadores ambientales y su antigüedad. Ameghiniana 32: 129-140.

Cione A. L., Gasparini G., Soibelzon E., Soibelzon L. H. y Tonni E. P. 2015. The Great American Biotic Interchange. A South American Perspective. Springer, Dordrecht, 96 pp.
Cladouhos, T. T., Allmendinger, R. W, Coira, B., Farrar, E. 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: Fault kinematics from the northern Puna, northwest Argentina and southern Bolivia. Journal of South American Earth Sciences 7 (2), 209-228.
Combina, A. M. y Nullo, F. 2011. Ciclos tectónicos, volcánicos y sedimentarios del Cenozoico del sur de Mendoza-Argentina (35º-37ºS y 69º30'W). Andean Geology 38 (1): 198-218.
Combina, A., Nullo, F., Baldauf, P. y Stephens, G. 1997. Ubicación estratigráfica de la Formación Agua de la Piedra, Cuchilla de la Tristeza, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 460-464. Antofagasta.
Combina, A. M.; Nullo, F.; Vera, B.; Hernández del Pino, S.; Bourguet, M. y Cerdeño, E. 2015. El Miembro medio de la Formación Mariño: Implicancias bioestratigráficas y paleoclimáticas en El Mioceno Inferior de Mendoza. III Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, Resúmenes, Corrientes.
Contreras, V. H. 1989, Vertebrados fósiles y edad de la Formación Chinches, Calingasta, San Juan. VI Jornada Argentina de Paleontología de Vertebrados: 7-10. Buenos Aires.
Contreras, V. H., Damiani, O., Milana, J. P., Bracco, A. y Barrera, O. M. 1990. Paleógeno y Neógeno de San Juan. XI Congreso Geológico Argentino, Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan: 154-185. San Juan.
Cortéz, J. y Costa, C. 1991. Tectónica extensional en el sector Potrero de Los Funes-Las Chacras, San Luis. VII Reunión de Microtectónica. Actas: 4, Bahía Blanca.
Costa, C. 1992. Neotectónica del sur de la Sierra de San Luis. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, 390 pp. San Luis.
Costa, C., Gardini, C. y Schmidt, C. 1995. La inversión tectónica de las cuencas del oeste de la Provincia de San Luis. Evolución tectosedimentaria de cuencas de antepaís. Taller de Evolución Tectónica de Cuencas de Antepaís, Asociación Sedimentológica Argentina, Actas: 6, San Juan.
Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D. y Ulacco, H. 1997. Descripción Geológica de la Hoja Geológica escala 1:250.000: -"Santa Rosa (3366-II)", Provincias de San Luis y Córdoba. Boletín Nº 373. SEGEMAR-Universidad Nacional de San Luis (Dpto. de Geología).
Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D.y Ulacco, H. 1999. Descripción Geológica de la Hoja Geológica escala 1:250.000: -"San Francisco (3366-I)",

Provincias de San Luis, San Juan y Mendoza. Boletín Nº 278. SEGEMAR-Universidad Nacional de San Luis (Dpto. de Geología).

Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D. y Ulacco, H. 2000. Descripción Geológica de la Hoja Geológica escala 1:250.000: -"San Luis (3366-III)", Provincias de San Luis y Mendoza. Boletín Nº 293. SEGEMAR-Universidad Nacional de San Luis (Dpto. de Geología).

Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D. y Ulacco, H. 2005. Descripción Geológica de la Hoja Geológica escala 1:250.000: -"Villa Mercedes (3366-IV)", Provincias de San Luis y Córdoba. Boletín Nº 348. SEGEMAR-Universidad Nacional de San Luis (Dpto. de Geología).

Croft, D. A., Anaya, F., Auerbach, D., Garzione, C. y MacFadden, B. J. 2009. New data on Miocene Neotropical provinciality from Cerdas, Bolivia. Journal of Mammalian Evolution 16: 175–198.

Da Poian, G., Garcia, V. H., Bechis, F., Aragón, E., Gentile, A., Roberts, A., Seggiaro, R. y Caffe,, P. 2015. Edades U-Pb en circones detriticos de la Formación Hualfin y su implicancia en la evolución tectóno-estratigráfica cenozoica del noroeste de las Sierras Pampeanas. XVI Reunión de Tectónica, Resúmenes, General Roca, Río Negro.

Dávila, F. M. 2005. Revisión estratigráfica y paleoambientes del Grupo Angulos (Neógeno), sierra de Famatina, La Rioja, Argentina; y su significado en el relleno del antepaís fragmentado. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60 (1): 32-48.

Dávila, F.M. y Astini, R.A. 2002. Geología de la Formación del Crestón, sierra de Famatina, Argentina: Sedimentación paleógena en el antepaís andino? Revista de la Asociación Geológica Argentina 57 (4): 463-482.

Dávila, F. M. y Lithgow-Bertelloni, C. 2013. Dynamic Topography in South America. Journal of South American Earth Sciences 43: 127-144.

del Papa, C., Hongn, F., Payrola Bosio, P., Powell, J., Deraco, V. y Herrera, C. 2013. Relaciones estratigráficas de las Formaciones Quebrada de Los Colorados y Angastaco (Paleógeno-Neógeno), Valles Calchaquíes, Salta (Argentina): Significado en l análisis de la cuenca del Grupo Payogastilla. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 20 (1): 51-64.

del Río, C. J. 2000. Malacofauna de las Formaciones Paraná y Puerto Madryn (Mioceno marino, Argentina): su origen, composición y significado bioestratigráfico. En: Aceñolaza, F. G. y Herbst, R. (Eds.), El Neógeno de Argentina: 77-101. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 14, San Miguel de Tucumán.

Dessanti, R. N. 1954. La estructura geológica de la Sierra Pintada (Departamento de San Rafael, provincia de Mendoza): Revista de la Asociación Geológica Argentina 9 (4): 246–252.

Dessanti, R. N. 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c-Cerro Diamante (Provincia de Mendoza): Boletín de la Dirección Nacional de Minería 85: 1-79. Buenos Aires.

Dessanti, R. N. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 29b, Bardas Blancas, provincia de Mendoza. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 139: 70 pp. Buenos Aires.

Díaz, J.I. y Malizia, D. 1983. Estudio geológico y sedimentológico del Terciario Superior del valle Calchaquí, Salta. Boletín Sedimentológico 2:8-28.

Díaz, J. I., Malizia, D. y Bossi, G. E. 1987. Análisis estratigráfico del Grupo Payogastilla (Terciario superior). X Congreso Geológico Argentino, Actas II: 113-116. San Miguel de Tucumán.

Di Marco, L. 2005. Geología y fracturas en la estructura San Pedro, sierra del Alto Río Seco, Sierras Subandinas, provincia de Salta. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60 (4): 696-713.

Di Paola, E. 1994. Distribución y evolución de los depósitos cenozoicos de la provincia de San Luis entre los 32º20´ y 34º de latitud sur, Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 1: 33-52.

Di Paola, E. y González, M. 1992. Silicolitofitos en secuencias continentales terciario-plistocenas, sur de la Sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 47 (1):111-112.

Di Paola, E. y Rivarola D. 1992. Formación San Roque: Complejo Fanglomerádico Fluvial Terciario tardío, sur de la sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 47 (1): 23-29.

Dunn, J. F., Hartshorn, K. G. y Hartshorn, P. W. 1995. Structural Styles and Hydrocarbon Potencial of the Sub-Andean Thrust Belt of Southern Bolivia. En: Tankard, A. J., Suárez S. R. y Welsink, H. J. (Eds.), Petroleum Basins of South America. AAPG Memoir 62: 523-543. Tulsa.

Echevarría, A. y Marengo, H. G. 2005. Ostrácodos marinos del Mioceno de Entre Ríos: revisión y nuevos datos del área de Diamante. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 309-316, La Plata.

Echevarría, A. y Marengo, H. G. 2006. Ostrácodos del Oligoceno tardío-Mioceno del subsuelo de la cuenca Chacoparanense. IX Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Resúmenes: 64, Córdoba.

Esteban, G., Nasif, N. y Georgieff, S. 2014. Cronobioestratigrafía del Mioceno tardío–Plioceno temprano, Puerta de Corral Quemado y Villavil, provincia de Catamarca, Argentina. Acta Geológica Lilloana 26 (2): 165–192.

Ezpeleta, M., Dávila, F. M. y Astini, R. A. 2006. Estratigrafía y paleoambientes de la Formación Los Llanos (La Rioja): una secuencia condensada miocena en el antepaís fragmentado andino central. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61 (2): 171-186.

Flores, M. A. 1969. El bolsón de las Salinas en la provincia de San Luis. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 311-327, Mendoza.

Folguera, A. y Zárate, M., 2011. Neogene sedimentation in the Argentine foreland between 34°30’ S and 41° S and its relation to the Andes evolution. En: Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. (Eds.), Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina: 123-134. SCS Publisher, Salta.

Forasiepi, A. M., Martinelli, A. G., de la Fuente, M. S., Dieguez, S. y Bond, M. 2011. Paleontology and stratigraphy of the Aisol Formation (Neogene), San Rafael,

Mendoza. En: Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. (Eds.), Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina: 135-154. SCS Publisher, Salta.

Forasiepi, A. M., Cerdeño, E., Bond, M., Schmidt, G. I., Naipauer, M., Straehl, F. R., Martinelli, A. G., Garrido, A. C., Schmitz, M. D. y Crowley J. L. 2015. New toxodontid (Notoungulata) from the early Miocene of Argentina: the extra-Patagonian fossil record. Paläontologische Zeitschrift 89: 611–634.

Galli, C. 1992. Facies de la Formación Río Seco y Anta (Terciario), en el arroyo Las Tortugas, Departamento Anta, provincia de Salta. IV Reunión Argentina de Sedimentología, Actas III: 145-152.

Galli, C. 1995. Estratigrafía y sedimentología del Subgrupo Metán (Grupo Orán-Terciario), provincia de Salta. Argentina. Tesis doctoral Universidad Nacional de Salta, Escuela del Doctorado, 109 pp. Salta.

Galli, C. I. y Hernández, R. M. 1999. Evolución de la Cuenca de Antepaís desde la zona de la cumbre Calchaquí hasta la Sierra de Santa Bárbara, Eoceno inferior-Mioceno medio, provincia de Salta, Argentina. Acta Geologica Hispanica 34 (2-3): 77-92.

Galli, C. I., Hernández, R. M. y Reynolds, J. 1996. Análisis paleoambiental y ubicación geocronológica del Subgrupo Metán (Grupo Orán, Neógeno), en el río Piedras, departamento Metán, Salta, Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras 12 (46): 99-107.

Galli, C. I., Ramírez, A., Reynolds, J., Viramonte, J. G., Idleman, B. y Barrientos, C. 2011. Procedencia de los depósitos del Grupo Payogastilla (Cenozoico), río Calchaquí, provincia de Salta. Revista de la Asociación Geológica Argentina 68 (2): 261-276.

Galván, A. F. y Ruiz Huidobro, O. 1965. Geología del valle de Santa María. Estratigrafía de las formaciones Mesozoico-Terciarias. Acta Geologica Lilloana 7: 217-230.

Gangui, A. 1998. A combined structural interpretation base don seismic data and 3-D gravity modeling in the northern Puna/Eastern Cordillera. Tesis Doctoral Freie Universität Berlin, 176 pp. Berlin.

Garrido A., Kramarz A., Forasiepi A. y Bond M. 2012. Estratigrafía, mamíferos fósiles y edad de las secuencias volcano-sedimentarias cenozoicas de la sierra de Huantraico-sierra Negra y cerro Villegas (provincia del Neuquén, Argentina). Andean Geology 39: 482–510.

Garrido, A. C., Turazzini, G. F., Bond, M., Aguirrezabala, G. y Forasiepi, A. M. 2014. Estratigrafía, vertebrados fósiles y evolución tectosedimentaria de los depósitos neógenos del Bloque de San Rafael (Mioceno–Plioceno), Mendoza, Argentina. Acta Geologica Lilloana 26: 133–164.

Gavriloff, I. y Bossi, G. E. 1992. Revisión general, análisis facial, correlación y edad de las Formaciones San José y Río Salí (Mioceno medio), Provincias de Catamarca y Tucumán y Salta, República Argentina. Acta Geológica Lilloana 17 (2): 5-53.

Gebhard J., Giudici A. R. y Oliver Gascón J. 1974. Geología de la comarca entre el río Juramento y arroyo Las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 29 (3): 367.

Georgieff, S. M., Ibañez, L. M. y Bossi, G. E. 2009. El subsuelo del campo de Talampaya: estratigrafía y evolución tectónica. Cuenca de Ischigualasto-Ischichuca, La Rioja, Argentina. Acta Geológica Lilloana 21 (2): 66-76.

Giambiagi, L. B. 2003. Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal, entre los 33°30' y 33°45'S. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (1): 85-96.

Giambiagi, L. B. y Ramos, V. A. 2002. Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30'-33°45'S), Argentina and Chile. Journal of South American Earth Sciences 15: 101-116.

Giambiagi, L. B., Tunik, M. A. y Ghiglione, M. 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33°30'-34°S), western Argentina. Journal of South American Earth Sciences 14: 707–724.

Giambiagi, L. B., Ramos, V. A., Godoy, E., Álvarez, P. P. y Orts, S. 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. Tectonics 22 (4), 18 p.

Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Hoke, G., Suriano, J., Spagnotto, S., Moreiras, S. M., Lossada, A., Mazzitelli, M., Toural Dapoza, R., Folguera, A., Mardonez, D. y Pagano, D. S. 2016. Cenozoic Orogenic Evolution of the Southern Central Andes (32–36°S). En: Folguera, A., Naipauer, M., Sagripanti, L., Ghiglione, M. C., Orts, D. L. y Giambiagi, L. (Eds.), Grouth of the Southern Andes: 63-98. Springer Earth System Sciences.

González Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 5: 81-110.

González Díaz, E. F. 1964. Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la Hoja 27d-San Rafael y zona occidental vecina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 19 (3): 151–188.

González Díaz, E. F. 1972. Descripción geológica de la Hoja 27d- San Rafael, Provincia de Mendoza. Boletín de la Dirección Nacional de Minería 132: 1–127. Buenos Aires.

Gorroño, R., Pascual, R. y Pombo, R. 1979. Hallazgo de mamíferos eógenos en el sur de Mendoza. Su implicancia en las dataciones de los "rodados lustrosos" y del primer episodio orogénico del Terciario en esa región. VII Congreso Geológico Argentino, Actas: 475–487.

Gorustovich, S. A., Monaldi, C. R. y Salfity, J. A. 2011. Geology and metal ore deposits in the Argentine Puna. En: Salfity, J. A. y Marquillas, R.A. (Eds.) Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina: 169-187. SCS Publisher, Salta.

Guerstein, G. R. 1990. Palinología estratigráfica del Terciario de la Cuenca del Colorado, República Argentina. Parte III: Estudio sistemático y estadístico de la perforación Puerto Belgrano N°20. Revista Española de Micropaleontología 22 (3): 459-480.

Guerstein, G. R. y Guler, M. V. 2000. Bioestratigrafía basada en quistes de dinoflagelados del Eoceno-Mioceno del pozo (YPF) Ombucta x-1, Cuenca del Colorado, Argentina. Ameghiniana 37 (1): 81-90.

Guerstein, G. R. y Junciel, G. L. 2001. Quistes de dinoflagelados del Cenozoico de la Cuenca del Colorado, Argentina. Ameghiniana 38 (3): 299-316.
Guerstein, G. R. y Quattrocchio, M. 1988. Palinozonas e interpretación estratigráfica mediante análisis de agrupamiento del Terciario de la Cuenca del Colorado, República Argentina. Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 27-35, Bahía Blanca.
Guler, M. V. y Guerstein, G. R. 2003. Quistes de dinoflagelados (Cladopyxiaceae, Gonyaulacacee, Goniodomaceae e incierta) del Oligoceno-Plioceno temprano de la cuenca del Colorado, Argentina. Revista Española de Micropaleontología 18 (1): 23-47.
Guler, M. V., Guerstein, G. R. y Quattrocchio, M. E. 2001. Palinología del Neógeno de la perforación Cx-1, Cuenca del Colorado, Argentina. Revista Española de Micropaleontología 33 (2): 183-204.
Guler, M. V., Guerstein, G. R. y Malumián, N. 2002. Bioestratigrafía de la Formación Barranca Final, Neógeno de la Cuenca del Colorado, Argentina. Ameghiniana 39 (1): 103-110.
Haq, B. U., Hardenbol, J. y Vail, P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235: 1156-1167.
Herbst, R. y Zabert, L. 1987. Microfauna de la Formación Paraná (Mioceno Superior) de la cuenca Chacoparanense, Argentina. Facena 7: 165-206.
Herbst, R., Anzótegui, L. M., Esteban, G., Mautino, L. R., Morton, S., y Nasif, N. 2000. Síntesis paleontológica del Mioceno de los valles Calchaquíes, noroeste argentino. En: Aceñolaza, F. G. y Herbst, R. (Eds.), El Neógeno de Argentina: 263-288. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 14, San Miguel de Tucumán.
Hernández, R. M., Jordan, T. E., Dalenz Farjat, A., Echavarría, L., Idleman, B. D. y Reynolds, J. H. 2005. Age, distribution, tectonics, and eustatic controls of the Paranense and Caribbean marine transgressions in southern Bolivia and Argentina. Journal of South American Earth Sciences 19: 495–512.
Hongn, F., del Papa, C., Powell, J., Payrola, P., Petrinovic, I. y Mon, R. 2011. Fragmented Paleogene foreland basin in the Valles Calchaquíes, NW of Argentina. En: Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. (Eds.), Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina: 189-209. SCS Publisher, Salta.
Hulka, C., Grafe, K. U., Sames, B., Uba, C. E. y Heubeck, C. 2006. Depositional setting of the Middle to Late Miocene Yecua Formation of the Chaco Foreland Basin, southern Bolivia. Journal of South American Earth Sciences 21: 135–150.
Ibáñez Palacios, G. P., Bazán, C. A., Dragh, F. y Carrión, M. H. 2001. Microfauna de la Formación San José (Mioceno medio), en la localidad de Yasyamayo, Tucumán, Argentina. Acta Geológica Lilloanan 18 (2): 305-310.
Ihering, H. 1927. Die Geschichte des Atlantischen Ozeans. Gustav Fischer Verlag, Jena, 237 pp.
Introcaso, A. 2003. Significativa descompensación isostática en la Cuenca del Colorado (República Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (3): 474-478.

Irigoyen, M. V. 1997. Magnetic polarity stratigraphy and geochronological constraints on the sequence of thrusting in the Principal and Frontal Cordillera and the Precordillera of the Argentine Central Andes (33°S latitude). PhD Thesis Carleton University: 392 pp. Ottawa.

Irigoyen, M. V., Buchan, K. L., Villeneuve, M. E. y Brown, R. L. 2002. Cronología y significado tectónico de los estratos sinorogénicos neógenos aflorantes en la región de Cacheuta-Tupungato, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 57 (1): 3-18.

Jordan, T. E. y Mpodozis, C. 2006. Estratigrafía y evolución tectónica de la cuenca Paleógena de Arizaro-Pocitos, Puna occidental (24°-25° Sur). XI Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 57-60, Antofagasta.

Jordan, T. E., Drake, R. E. y Naeser, C. W. 1993. Estratigrafía del Cenozoico medio en la Precordillera a la latitud del río Jáchal, San Juan, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 132-141. Mendoza.

Jordan, T. E., Tamm, V., Figueroa, G., Flemings, P. B., Richards, D., Tabbutt, K., y Cheatham, T. 1996. Development of the Miocene Manantiales foreland basin, Principal Cordillera, San Juan, Argentina. Revista Geológica de Chile 23 (1): 43-79.

Jordan, T. E., Reynolds, J. H. y Erikson, J. P. 1997. Variability in the age of initial shortening and uplift in the central Andes, 16º- 33º30' S. En: Ruddiman, W. F. (Ed.), Tectonic Uplift and Climate Change: 41-61. Plenum Press, New York.

Karkanis, C. y Rosello, E. A. 2004. Geología y controles estructurales de las áreas de alteración del portezuelo de las Burras (Cordillera Frontal, San Juan). Revista de la Asociación Geológica Argentina 59 (1): 3-13.

Kennan, L. 1999. Large scale geomorphology in the Andes: interrelationships of tectonics magmatism and climate. En: M. A Summerfield (Ed.), Geomorphology and Global tectonics: 167-199. J Wiley, New York.

Lagorio, S. L. y Vizán, H. 2011. El volcanismo de Serra Geral en la provincia de Misiones: aspectos geoquímicos e interpretación de su génesis en el contexto de la Gran Provincia Ígnea Paraná-Etendeka-Angola. Su relación con el volcanismo alcalino de Córdoba (Argentina). Geoacta 36 (1): 27-53.

Legarreta, L., Kokogian, D. A., Boggetti, D. A., Kozlowski, E., Cruz, C. E. y Rebay, G. 1985. Sierra de Palauco, estratigrafía y estructura, provincia de Mendoza. YPF Cuenca neuquina, Gerencia de Exploración, Subgerencia de Geología, informe inédito: 217 pp.

Limarino, C. O., Gutiérrez, P., Malizia, D., Barreda, V., Page, S., Ostera, H. y Linares, E. 1999. Edad de las secuencias Paleógenas y Neógenas de las cordilleras de La Brea y Zancarrón, Valle del Cura, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54: 177-181.

Limarino, C. O., Fauqué, L. A., Cardó, R., Gagliardo, M. L. y Escosteguy, L. 2002. La faja volcánica miocena de la Precordillera septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina 57 (3): 289-304.

Linares, E. y González, R. R. 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957–1987. Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales 19: 628 pp.

Lince Klinger, F., Giménez, M., Martínez, M. e Introcaso, A. 2008. Las estructuras de la cuenca de Bermejo y sierra de Valle Fértil a partir de los métodos deconvolución de Euler y señal analítica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (2): 281-287.

López, G. M., Vucetich, M. G., Carlini, A. A., Bond, M., Pérez, M. E., Ciancio, M. R., Pérez, D. J., Arnal, M. y Olivares, A. I. 2011. New Miocene mammal assemblages from Neogene Manantiales Basin, Cordillera Frontal, San Juan, Argentina. En: Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. (Eds.) Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina: 211-226. SCS Publisher, Salta.

López, G. M., Bond, M. y Gelfo, J. N. 2012. Los Litopterna (Mammalia) de la Formación Chinches (Mioceno), Cordillera Frontal, San Juan, Argentina. XXVI Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Resúmenes, Buenos Aires.

Lutz, A. I. 1987. Estudio anatómico de maderas terciarias del Valle de Santa María (Catamarca-Tucumán) Argentina. Facena 7: 125-143.

Malizia, D., Strecker, M., Herbst, R. y Carrión, M. 1990. La Formación El Morterito (Neógeno de Sierras Pampeanas): Características sedimentológicas y paleogeográficas. III Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 175-180.

Malizia, D. C., Reynolds, J. H. y Tabbutt, K. D. 1995. Cronología de la sedimentación neógena, tectonismo y edad de la estructuración en el Campo de Talampaya, Sierras Pampeanas, provincia de La Rioja, Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras, Nueva Serie 11 (42): 78-105.

Malumián, N. 1970. Bioestratigrafía del Terciario marino del subsuelo de la Provincia de Buenos Aires (Argentina). Ameghiniana 7 (2): 173-204.

Malumián, N. 1972. Foraminíferos del Oligoceno y Mioceno del subsuelo de la Provincia de Buenos Aires. Ameghiniana 9 (2): 97-137.

Malumián, N. 1978. Esbozo paleoecológico de las asociaciones foraminiferológicas terciarias de la Argentina. Ameghiniana 15: 161-171

Malumián, N., Suriano, J. M. y Cobos, J. C. 1998. La Formación Barranca Final en su localidad tipo. Mioceno, cuenca del Colorado. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 125-130, Buenos Aires.

Marengo, H. G. 2000. Rasgos micropaleontológicos de los depósitos de la Transgresión del "Entrerriense-Paranense" en la cuenca Chaco-Paranense y Noroeste Argentino. En: Aceñolaza, F. G. y Herbst, R. (Eds.), El Neógeno de Argentina: 29-45. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 14, San Miguel de Tucumán.

Marengo, H. G. 2006. Micropaleontología y estratigrafía del Mioceno marino de la Argentina: las transgresiones de Laguna Paiva y del "Entrerriense-Paranense". Tesis doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 246 pp. Buenos Aires.

Marengo, H. G. 2015. Neogene Micropaleontology and Stratigraphy of Argentina: The Chaco-Paranense Basin and the Península de Valdés. Springer Briefs in Earth System Sciences, 218 pp.

Marengo H. G. y Casanova, C. 2017. Desarrollo estructural de la provincia de Corrientes. XX Congreso Geológico Argentino. Actas electrónicas, San Miguel de Tucumán.

Marengo, H. G., Echevarría, A. y Concheyro, A. 2005. Microfósiles marinos miocenos del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires y alrededores. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 317-324, La Plata.

Marshall, L. G., Sempere, T. y Gayet, M. 1993. The Petaca (Late Oligocene-Middle Miocene) and Yecua (Late Miocene) formations of the Subandean-Chaco basin, Bolivia, and their tectonic significance. Documents du Laboratoire de Geologie de Lyon 125: 291-301

Martínez, L. C. A y Lutz, A. I. 2005. Primera cita de una leguminosa fósil, Formación Las Arcas, Grupo Santa María, Catamarca, Argentina. Reunión Anual de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina. Puerto Madryn, Chubut. Ameghiniana Suplemento Resúmenes 42: 34R-35R.

Martínez, L. C. A. y Rodríguez Brizuela, R. 2011. *Gleditsioxylon riojana* nov. sp. En el Neógeno de Argentina. Sus relaciones paleoambientales y biogeográficas. Geobios 44: 461-472.

Martínez, P., Giménez, M., Folguera, A. y Lince Klinger, F. 2014. Integrated Seismic and gravimetric models of Jocolí Basin, Argentina. Interpretation 2 (2): 57-68.

Mautino, L. R. 2002. Cactaceae en la Formación San José (Mioceno medio), Tucumán, Argentina. VIII Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía: 26. Corrientes.

Mautino, L. R. 2006. Primer registro del polen de Justicia L. (Acanthaceae) en el Terciario de Argentina. 13º Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Resúmenes: 77. Bahía Blanca.

Mautino, L. R. 2007. Chlorophyta de los Valles Calchaquíes (Mioceno medio y Superior), Argentina. Revista Española de Micropaleontología 39: 81-102.

Mautino, L. R. 2011. Nuevas especies de palinomorfos de las formaciones San José y Chiquimil (Mioceno medio y superior), noroeste de Argentina. Revista Brasilera de Paleontologia 14: 279-290.

Mautino, L. R. y Anzótegui, L. M. 2002. Palinología de la Formación San José, Mioceno medio, en la provincia de Tucumán (Argentina). VIII Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía: 27. Corrientes.

Mautino, L. R. y Anzótegui, L. M. 2004. Clorophyta de los Valles Calchaquíes (Mioceno medio y Superior) Argentina. Universidad Nacional del Nordeste. Comunicaciones Científicas y Tecnológicas 2004. Resumen: B-011.

Mautino, L. R., Cuadrado, G. A. y Anzótegui, L. M. 2002. Diversidad y significado evolutivo del polen de Malvaceae (Mioceno medio) en la Formación San José, Tucumán, Argentina. VIII Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía: 27. Corrientes.

Mautino, L. R., Cuadrado, G. A. y Anzótegui, L. M. 2004. Novedades taxonómicas, diversidad y significado evolutivo del polen de Malvaceae en el Terciario de Argentina. Revista Española de Micropaleontología 36: 467-483.

Milana, J. P., Cevallos, M. F., Zavattieri, A. M., Prámparo, M. y Papú, H. O. 1993. La secuencia terciaria de Pachaco: sedimentología, edad, correlaciones y significado paleogeográfico. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas I: 226-234.

Milana, J. P., Bercowski, F. y Jordan, T. 2003. Paleoambientes y magnetoestratigrafía del Neógeno de la Sierra de Mogna y su relación con la Cuenca de Antepaís Andina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (3): 447-473.

Mirré J. C. 1966. Geología del Valle del río de los Patos (entre Barreal y Las Hornillas). Revista de la Asociación Geológica Argentina 21 (4): 211-231.

Morton, L. S. 1982-84. Corbiculidae (Pelecipoda) de la Formación San José (Mioceno Superior) del Valle de Santa María. Facena 5: 41-55.

Morton, L. S. 1986. Gastrópodos de las Formaciones San José y Chiquimil (Mioceno tardío) Catamarca y Tucumán, Argentina. Ameghiniana 23: 203-211.

Murray, J. W. 1991. Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera. Longman Scientific & Technical, Essex, 402 pp.

Muruaga, C. 1999. Estratigrafía de sedimentos terciarios aflorantes en la sierra de Hualfín, NE de Catamarca. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 479-482. Salta.

Nicolaidis, D. D. y Coimbra, J. C. 2008. *Perissocytheridea carrenoae* sp. nov. (Crustacea, Ostracoda) and associated calcareous microfauna from Yecua Formation (Miocene), Bolivia. Revista Brasileira de Paleontologia 11: 179-186.

Nullo, F. E., Stephens, G. C., Otamendi, J. y Baldauf, P. E. 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 57 (2): 119-132.

Nullo, F. E., Stephens, G., Combina, A., Dimieri, L., Baldauf, P., Bouza, P. y Zanettini, J. C. M. 2005. Hoja Geológica 3569-III/3572-IV Malargüe, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín N° 346, 93 pp, Buenos Aires.

Núñez, E. 1976, Descripción Geológica de la Hoja 28c El Nihuil. San Rafael, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional. Informe Inédito: 102 pp. Buenos Aires.

Ortiz Jaureguizar, E. y Cladera, G. A. 2006. Paleoenvironmental evolution of southern South America during the Cenozoic. Journal of Arid Environments 66: 498-532.

Ottone, E. G., Barreda, V. D., y Pérez, D. J. 1998. Basin evolution as reflected by Miocene palynomorphs from the Chinches Formation, Frontal Cordillera (32ºS), San Juan Province, Argentina. Revista Española de Micropaleontología 30 (3): 35-47.

Ottone, E. G., Reinarte Mazurier, S. M. E. y Salinas A. 2013. Palinomorfos miocenos del subsuelo de Santiago del Estero, Argentina. Ameghiniana 50 (5): 509-521.

Padula, E. y Mingramm, A. 1968. Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico-sedimentario del "Triásico" en el subsuelo de la llanura Chaco-Paranense. III Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 291-331, Buenos Aires

Pascual, R. y Bondesio, P. 1981. Sedimentitas cenozoicas. En: Yrigoyen, M. (Ed.). Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis. Relatorio VIII Congreso Geológico Argentino: 117-154, Buenos Aires.

Pascual, R., Ortiz-Jaureguizar, E. y Prado, J. L. 1996. Land mammals: paradigm of Cenozoic South American geobiotic evolution. En: Arratia, G. (Ed.), Contribution of Southern South America to Vertebrate Paleontology. Münchner Geowissenschaftlichte Abhandlungen (A) 30: 265–319.

Pérez, D. J. 2001. Tectonic and unroofing history of Neogene Manantiales foreland basin deposits, Cordillera Frontal (32º 30'S), San Juan Province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 14: 693-705.

Pérez, D. J., Ottone, E. G., y Ramos, V. A. 1996. La ingresión marina miocena en la provincia de San Juan: sus implicancias paleogeográficas. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos: 385-398. Buenos Aires.

Pérez. D. J. y Ramos, V. A. 1996 a. El volcanismo de la región de La Ramada. En: Ramos, V. A., Aguirre-Urreta, M. B., Álvarez, P. P., Cegarra, M., Cristallini, E. O., Kay, S. M., Lo Forte, G. L., Pereyra, F. X. y Pérez, D. J. (Eds.), Geología de la región del Aconcagua. SEGEMAR, Anales 24: 275-296. Buenos Aires.

Pérez. D. J. y Ramos, V. A. 1996 b. Los depósitos sinorogénicos. En: Ramos, V. A., Aguirre-Urreta, M. B., Álvarez, P. P., Cegarra, M., Cristallini, E. O., Kay, S. M., Lo Forte, G. L., Pereyra, F. X. y Pérez, D. J. (Eds.), Geología de la región del Aconcagua. SEGEMAR, Anales 24: 317-342. Buenos Aires.

Peri, V. G., Naipauer, M., Pimentel, M. y Barcelona, H. 2016. Eolian deposits of the southwestern margin of the Botucatú paleoerg: Reconstruction of the Gondwana landscape in Central Northern Argentina. Sedimentary Geology 339: 234–257.

Powell, J. E. y González, O. E. 1997. Hallazgo de mamíferos en la Formación Saladillo (Grupo Santa María), próximo al río Amaicha, provincia de Tucumán. Implicancias cronológicas. Ameghiniana 34: 124.

Prámparo, M., Papú, O. y Milana, J. P. 1995. Estudio Palinológico del Miembro inferior de la Formación Pachaco, Terciario de la provincia de San Juan. Análisis estadístico y conclusiones paleoecológicas. VI Congreso Argentino de Paleontología Bioestratigrafía. Actas 1: 207-212. Trelew.

Prámparo, M., Papú, O. y Milana, J. P. 1996. Estudio palinológico del Miembro inferior de la Formación Pachaco, Terciario de la provincia de San Juan. Descripciones sistemáticas. Ameghiniana, 33 (4): 397-407.

Quattrocchio, M., Durango de Cabrera, J. y Galli, C. 2003. Formación Anta (Mioceno temprano/medio), Subgrupo Metán (Grupo Orán), en el río Piedras, Pcia. de Salta. Datos palinológicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (1): 117-127.

Ramos, V. A. 1999 a. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. SEGEMAR, Anales 29: 41-96. Buenos Aires.

Ramos, V. A. 1999 b. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. SEGEMAR, Anales 29: 651-682. Buenos Aires.

Ramos, V. A. 1999 c. Evolución tectónica de la Argentina. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. SEGEMAR, Anales 29: 715-759. Buenos Aires.

Ramos, V. A., Kay, S. M. y Pérez, D. J. 1996. El volcanismo de la región del Aconcagua. En: Ramos, V. A., Aguirre-Urreta, M. B., Álvarez, P. P., Cegarra, M. Cristallini, E. O., Kay, S. M., Lo Forte, G. L., Pereyra, F. X. y Pérez, D. J. (Eds.), Geología de la región del Aconcagua. SEGEMAR, Anales 24: 297-316. Buenos Aires.

Ramos, V. A., Litvak, V. D., Folguera, A. y Spagnuolo, M. 2014. An Andean tectonic cycle: From cristal thickening to extensión in a thin crust (34°-37° SL). Geoscience Frontiers 5: 351-367.

Ré, G. H., Jordan, T. E. y Kelley, S. 2003. Cronología y paleogeografía del Terciario de la Cuenca Intermontana de Iglesia septentrional, Andes de San Juan, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (1): 31-48.

Reynolds, J. H., Idleman, H., Hernández, R. y Naeser, C. W. 1994. Preliminary chronostratigraphic constraints on Neogene tectonic activity on Eastern Cordillera and Santa Bárbara system, Salta province, NW Argentina. Geological Society of America, Abstracts with Programs 26 (7): A-503.

Rivarola, D. 1990. Sedimentología de la Cuenca Potrero de los Funes. Trabajo Final de Licenciatura Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, 142 pp. San Luis.

Rodríguez Brizuela, R. y Tauber, A. 2006. Estratigrafía y mamíferos fósiles de la Formación Toro Negro (Neógeno), Departamento Vinchina, noroeste de la provincia de La Rioja, Argentina. Ameghiniana 4: 257-272.

Rolleri, E. O. y Criado Roque, P. 1970. Geología de la provincia de Mendoza. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Actas: 1-60. Mendoza

Rubiolo, D. G., 1999. Esquema de evolución tectonosedimentaria para las cuencas cenozoicas de la Cordillera Oriental (22° a 23° lat. S.), Argentina. Acta Geologica Hispanica 32 (1-2): 77-92.

Rusconi, C. 1946. Presencia de mamíferos Terciarios en San Juan: Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología de la Universidad Nacional del Litoral 25: 5-11.

Rusconi, C. 1949. Los moluscos miocénicos de Cacheuta, Mendoza. Revista del Museo de Historia Natural 3 (4): 237-239.

Russo, A. y Serraiotto, A. 1979. Contribución al conocimiento de la estratigrafía terciaria en el noroeste Argentino. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 731-748. Neuquen.

Salfity, J. A. 2004. Geología regional del Valle Calchaquí, Argentina. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales 56: 133-150.

Santa Cruz, J. N. 1979. Geología de las unidades sedimentarias aflorantes en el área de las cuencas de los ríos Quinto y Conlara. Provincia de San Luis. Republica Argentina. VII Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 335-349, Buenos Aires.

Sébrier, M., Lavenu, A., Fornari, M. y Soulas, J. P. 1988. Tectonics and uplift in Central Andes (Perú, Bolivia and Northern Chile) from eocene to present. Geodynamique 3: 85-100.

Sempere, T. Hérail, G., Oller, J. y Bonhomme, M. 1990. Late Oligocene-Early Miocene major tectonic crisis and relative basins in Bolivia. Geology 18 (10): 946-949.

Sepúlveda, E. 1999. Datos palinológicos de la Formación Mariño en la localidad de Salagasta, Mendoza, Argentina. Simposio Paleógeno de América del Sur 1996. IGCP Project 301 South American Regional Committee on Paleogene Stratigraphy (Náñez, C.; Ed.). Subsecretaría de Minería de la Nación, SEGEMAR, Anales 33: 75- 78. Buenos Aires.

Sepúlveda, E., Carpio, F. W., Regairaz, M. C., Zanettini, J. C. M. y Zárate, M. A., 2001. Hoja Geológica 3569-II, San Rafael, Provincia de Mendoza: SEGEMAR-IGRM, Boletín 321: 77 pp. Buenos Aires.

Sepúlveda, E., Bermúdez, A., Bordonaro, O. y Delpino, D. 2007. Hoja Geológica 3569-IV, Embalse El Nihuil, Provincia de Mendoza: SEGEMAR-IGRM, Boletín 268: 52 pp. Buenos Aires.

Silvestro, J. y Atencio, M. 2009. La cuenca cenozoica del Río Grande y Palauco: edad, evolución y control estructural, faja plegada de Malargüe (36°S). Revista de la Asociación Geológica Argentina 65 (1): 154-169.

Simpson, G. G., Minoprio, J. L. y Patterson, B. 1962. The mammalian fauna of the Divisadero Largo Formation, Mendoza, Argentina. Bulletin of the Museum of Comparative Zoology 127: 139–293.

Soler, M. M. y Coira, B. 2002. Volcanismo Oligoceno superior-Mioceno inferior en la sierra de Pirurayo, Puna jujeña: estratigrafía y mecanismos eruptivos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 57 (2): 160-172.

Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40My: implications for mountain building in the Central Andean region. Journal of South American Earth Sciences 11 (3): 211-215.

Soria, M. F. 1983. Vertebrados fósiles y edad de la Formación Aisol, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 38: 299–306.

Sozzi, H., Ojeda, G. y Di Paola, E. 1995, Estratigrafía y sedimentología de abanicos aluviales cenozoicos en el área de Nogolí, San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50 (1-4): 165-174.

Spagnuolo, C. M., Georgieff, S. y Rapalini, E. 2014. Edad de depositación de la Formación Las Arcas, Mioceno del NOA. XIV Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes, Puerto Madryn.

Sruoga, P., Etcheverría, M. P., Folguera, A., Repol, D., Cortés, J. M. y Zanettini, J. C. 2005. Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipo, provincia de Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 290: 92 pp. Buenos Aires.

Sruoga, P., Rubinstein, N. A., Etcheverría, M. P., Cegarra, M., Kay, S. M, Singer, B. y Lee, J. 2008. Estadío inicial del arco volcánico neógeno en la cordillera Principal de Mendoza (35º S). Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (3): 454-469.

Stappenbeck, R. 1926. Geologie und Grundwasserkunde der Pampa. Traducción del original, 1943 (inédito). Dirección Nacional de Minería y Geología, Buenos Aires.

Suriano, J., Alonso, M. S., Limarino, C. O. y Tedesco, A. M. 2011. La Formación Cuesta del Viento (nov. nom.): una nueva unidad litoestratIgráfica en la evolución del orógeno precordillerano. Revista de la Asociación Geológica Argentina 68 (2): 246-260.

Tedesco, A. M. 2007. Estratigrafía, evolución paleoambiental y tectosedimentaria de la Cuenca de La Troya (Paleógeno y Neógeno, Precordillera de La Rioja). Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 303 pp. Buenos Aires.

Tineo, D. E., Pérez, L. M., Legarreta, P., Poiré, D. G., González, G. y Vergani, G. 2012. Tafonomía de los niveles de moluscos en la Formación Yecua (Mioceno medio-superior) en el Subandino de Bolivia. XIII Reunión Argentina de Sedimentología. Actas 1, 209–210, Salta.

Tineo, D. E., Bona, P., Pérez, L. M., Vergani, G. D., González, G., Poiré, D. G., Gasparini, Z. N. y Legarreta, P. 2014. Palaeoenvironmental implications of the giant crocodylian Mourasuchus (Alligatoridae, Caimaninae) in the Yecua Formation (late Miocene) of Bolivia. Alcheringa 39, 224 235.

Tofalo, O. R. y Castro, L. N. 2017. El Grupo Litoral en la perforación San Isidro 1: Litología y evidencias paleoclimáticas. XX Congreso Geológico Argentino, Actas ST1: 139-144. San Miguel de Tucumán.

Tripaldi, A. y Limarino, C. O. 2005. Vallecito Formation (Miocene): The evolution of an eolian system in an Andean foreland basin (northwestern Argentina). Journal of South American Earth Sciences 19: 343-357.

Troilo, L., Lenarduzzi, E. M., Passalia, M. y Romero, E. J., 2000. Improntas foliares de la Formación La Ollita (Mioceno) valle del Cura, Cordillera Frontal, provincia de San Juan, Argentina. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales (nueva serie) 2: 131-135.

Vergani, G., Decastelli, O., Moroni, A. M. y Chaia, A. 1991. Análisis estratigráfico y olegenético del Mioceno del Valle de Santa María, provincias Salta, Tucumán y Catamarca. YPF, informe inédito, 27 pp.

Vicente, J. C. 2005. La fase primordial de estructuración de la faja plegada y corrida del Aconcagua: importancia de la fase Pehuenche del Mioceno Inferior. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60 (4): 672-684.

Villafañe, A. L., Schmidt, G. I. y Cerdeño, E. 2012. Consideraciones sistemáticas y bioestratigráficas acerca de *Thoatheriopsis mendocensis* Soria, 2001 (Litopterna, Proterotheriidae). Ameghiniana 48: 365-374.

Voss, R. 2002. Cenozoic stratigraphy of the southern Salar de Antofalla region, northwestern Argentina. Revista Geológica de Chile 29: 151-165.

Windhausen, A., 1931. Geología Argentina. Geología Histórica y regional del Territorio Argentino, Tomo II. Editorial Peuser, Buenos Aires. 645 pp.

Winocur, D. A., Litvak, V. y Ramos, V. A. 2014. Magmatic and tectonic evolution of the Oligocene Valle del Cura basin, Main Andes of Argentina and Chile: Evidence for generalized extension. En Sepúlveda, S., Giambiagi, L., Pinto, L.,

Moreiras, S., Tunik, M., Hoke, G. y Farías, M. (Eds.), Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina: 109-130. Geological Society of London, Special Publications 399, London.
Woodburne, M. 2010. The Great American Biotic Interchange: dispersals, tectonics, climate, sea level and holding pens. Journal of Mammalian Evolution 17: 245–264.
Yrigoyen, M. R. 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En: Ramos, V. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 123-148. Mendoza.
Yrigoyen, M. R. 1999. Los depósitos cretácicos y terciarios de las cuencas del Salado y del Colorado. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina: 645-650. SEGEMAR, Anales 29, Buenos Aires.
Zabert. L. L. 1984. Nonion demens (Bik), foraminífero bentónico en el Mioceno del Valle de Santa María (Tucumán) y Selva (Santiago del Estero), Argentina. III Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 183-196. Corrientes.
Zambrano, O., Rapalini, A. E., Dávila, F. M., Astini, R. A. y Spagnuolo, C. M. 2011. Magnetostratigraphy and paleomagnetism of early and middle Miocene synorogenic strata: basement partitioning and minor block rotation in Argentine broken foreland. International Journal Of Earth Sciences 100: 591-591.
Zappettini, E. y Blasco, G. 1998. Hoja Geológica 2569-II, Socompa, Provincia de Salta. Programa Nacional de Catas Geológicas de la República Argentina (1:250,000), Boletín 160, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, 83 pp., Buenos Aires
Zavattieri, A. M., Cerdeño, E., Bottero, R. y Londero, S. 2001. Estudio, prospección y propuesta de rescate y protección de yacimientos paleontológicos en el área de Potrerillos y zonas aledañas, Mendoza. Informe inédito, Ministerio de Ambiente y Obras Públicas de Mendoza: 133 pp.
Zucol, A. F. y Brea, M. 2000. Análisis fitolítico de la Formación Paraná en la provincia de Entre Ríos. En: Aceñolaza, F. G. y Herbst, R. (Eds.), El Neógeno de Argentina: 67-76. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 14, San Miguel de Tucumán.

Paleovegetación del Mioceno tardío del Noroeste de Argentina

Luisa M. Anzótegui[1], Lilia R. Mautino[2], Maricel Y. Horn[1], Silvina S. Garralla[2], Juan M. Robledo[1]

[1] Centro de Ecología Aplicada del Litoral (CECOAL). Consejo Nacional de Investigaciones (CONICET). Universidad Nacional del Nordeste (UNNE). Ruta 5, Km 2,5, (3400) Corrientes. luisaanzotegui@yahoo.com.ar; yaninahorn@yahoo.com; robledomanuel@rocketmail.com
[2] CECOAL, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y Agrimensura, UNNE. Ruta 5, Km 2,5, (3400) Corrientes. liliamautino@yahoo.com.ar; silgabe2@yahoo.com.ar

RESUMEN

Palabras clave:
Paleovegetación
Mioceno tardío
Noroeste argentino

El objetivo de esta contribución es el de brindar de manera integrada la información paleobotánica obtenida a través de todos los estudios realizados, en las últimas décadas, en sedimentos del Mioceno tardío del Noroeste de Argentina. Se consideraron los mega y microfósiles representados por impresiones de hojas, frutos, tallos, leños y palinomorfos, los que fueron analizados teniendo en cuenta su semejanza con los afines actuales, el hábito y hábitat al que pertenecen. Esta información permitió reconstruir la paleoflora y las paleocomunidades que integraron los taxones fósiles. La paleoflora del Mioceno tardío del Noroeste argentino se encuentra constituida por paleocomunidades acuáticas dulceacuícolas, palustres, halófitas, bosques de ribera, xerofítas y bosques de altura. Se consideran las formaciones Chiquimil (Tucumán y Catamarca); Palo Pintado (Salta); Aloformación Playa del Zorro —Formación El Morterito— (Catamarca); Sálicas y Toro Negro (La Rioja). Del análisis de los componentes vegetales se concluye que en el Mioceno Tardío del Noroeste argentino, coexistieron dos tipos de vegetación, una de sabanas herbáceas con escasos árboles y otra con bosques húmedos estables. Cada una de ellas con integrantes propios los que, se habrían desarrollado bajo un clima subtropical-tropical de diferente estacionalidad, en la primera prolongada y en la segunda breve.

ABSTRACT

“Paleovegetation of the Late Miocene from Northwestern Argentina”. The objective of this contribution is to provide in an integrated way the paleobotanical data obtained through all the studies carried out, in the last decades, in sedimen-

Keywords:
Paleovegetation
Late Miocene
Northwestern Argentina

ts from Late Miocene of northwestern Argentina. Mega and microfossils, represented by leaf impressions, fruits, stems, woods and palynomorphs were analyzed, taking into account their similarities with the extant samples closer related and the habitat to which they belong. This information allowed reconstructing the paleoflora and the paleocommunities that the fossil taxa have integrated. Thus, the paleoflora from Late Miocene of northwestern Argentine is constituted by the paleocommunities: freshwater, marsh, halophyte, riparian forest, xerophyte and tall forest. Here were considered the formations Chiquimil (Tucumán and Catamarca); Palo Pintado (Salta); Playa del Zorro Alloformation —El Morterito Formation— (Catamarca); Salicas and Toro Negro (La Rioja). From the analysis of vegetal components, we concluded that during the late Miocene in this territory coexisted two vegetation types, the first corresponds to herbaceous savannas with scarce trees and the second one with stable humid forests. Each vegetation type presents its own members that would have developed under a subtropical-tropical climate with different seasonality, in the herbaceous savannas this seasonality has been prolonged while in the humid forests has been brief.

INTRODUCCIÓN

El objetivo de esta contribución es brindar de manera integrada la información paleobotánica obtenida a través de todos los estudios realizados en las últimas décadas en sedimentos del Mioceno tardío del Noroeste de Argentina. De ella, se consideraron los mega y microfósiles representados por impresiones de hojas, frutos, tallos, leños y palinomorfos, los que fueron analizados teniendo en cuenta su semejanza con los afines actuales, el hábito y hábitat a las que pertenecen. Información que permitió reconstruir la paleoflora y las paleocomunidades que integraban. De esta manera, la paleoflora del Mioceno tardío del Noroeste argentino se encuentra constituida por paleocomunidades acuáticas dulceacuícolas, palustres, halófitas, bosques de ribera, xerófitas y bosques de altura. Los fósiles provienen de las formaciones Chiquimil (aflorante en las provincias de Tucumán y Catamarca); Palo Pintado (Salta); Aloformación Playa del Zorro —Formación El Morterito— (Catamarca); Sálicas y Toro Negro (La Rioja) (figura 1).

Es importante recordar que durante el Mioceno, en su contexto mundial, se registraron las asociaciones vegetales antecesoras de las comunidades vegetales actuales y se diversificaron la mayoría de las familias de angiospermas (Barreda *et al*., 2007; Mautino y Anzótegui, 2014; Garralla *et al.*, 2016). En este lapso, el clima se tornó desfavorable, tendiendo a ser más frío y seco que en el período anterior, produciendo en gran parte de los subtrópicos de Sudamérica regiones semiáridas con vegetación xerofítica y de mayor resistencia. En relación a ello las familias más representativas por la cantidad y diversidad de taxones fósiles son las fabáceas, ciperáceas, asteráceas y poáceas que integraban principalmente las comunidades abiertas, mayormente herbáceo-arbustivas.

La paleoflora del Mioceno tardío de Argentina, por su composición es semejante a de la actual Provincia fitogeográfica Chaqueña y a sus Distritos Oriental y Occidental (Galli *et al.*, 2011). Por sus características y la ausencia de *Nothofagus* Blume se encuentra comprendida en la Paleoflora Subtropical Neógena (Barreda *et al.*, 2007). Los siguientes antecedentes arrojaron abundante información taxonómica y paleoambiental para cada formación citada: Herbst *et al.*, 1987, 2000; Lutz, 1987; Anzótegui, 1998, 2004, 2006; Anzótegui y Cuadrado, 1996; Acevedo *et al.*, 1997; Mautino, *et al.*, 1997, 2004; Mautino y Anzótegui, 1998, 2000, 2002a, 2002b, 2014; Starck y Anzótegui, 2001; Anzótegui *et al.*, 2007; Barreda *et al.*, 2007; Lutz y Martínez, 2007; Martinez, 2009, 2014; Mautino, 2009, 2010, 2011; Anzótegui y Horn, 2011; Martínez y Rodriguez Brizuela, 2011; Galli *et al.*, 2011; Horn *et al.*, 2011; Garralla *et al.*, 2012, 2016; Horn, 2014, Pujana *et al.*, 2014; Robledo *et al.*, 2015, 2016; Horn y Anzótegui, 2016; Horn *et al.*, 2016).

MARCO GEOLÓGICO

Se describen en forma sucinta la estratigrafía y características sedimentológicas de las formaciones aquí tratadas, señalándose las localidades fosilíferas halladas en cada una.

Formación Chiquimil

Integra el Grupo Santa María (Stahlecker, en Marshall y Patterson, 1981; Bossi y Palma, 1982; Gavriloff y Bossi, 1992; Bossi y Gavriloff, 1998; Bossi, *et al.*, 2001) y se encuentra intercalada entre las formaciones Las Arcas (en la base) y Andalhuala (en el techo). Se consideran, por separado los sedimentos que afloran: 1) en el valle de Santa María (Tucumán y Catamarca) y 2) en el de Villavil (Catamarca) (figura 1B, C).

1) Formación Chiquimil en el Valle de Santa María.— El valle se extiende desde el Sur de la provincia de Salta, centro-Este y Sur de Catamarca y Noroeste de Tucumán. En este sector los afloramientos de la Formación Chiquimil (Gavriloff, *et al.*, 1998; Ibáñez, 2001) se encuentran desde el río Ampajango, al sur de la provincia de Catamarca hasta el Cerro Paranilla en Salta y comprende también a la parte noroeste de la provincia de Tucumán. Litológicamente se caracteriza por la alternancia de areniscas finas en conjuntos macizos, laminados, paralelos o con estratificación cruzada, que alternan con limolitas y arcilitas de colores variados entre pardo amarillento, rojo y verde claro, en general es moderadamente salina y se hallan frecuentes venillas de yeso. El origen de estas sedimentitas es fluvio-lacustre. En muchos niveles y principalmente en los superiores se intercalan conglomerados finos con rodados redondeados de vulcanitas (basaltos, andesitas, dacitas y metamorfitas). La participación de rodados volcánicos es aquí mucho mayor que en los niveles subyacentes. La formación ha sido dividida en dos miembros: B (inferior) y A (superior), separados por el Paraconglomerado Ampajango por Stahlecker (en

Marshall y Patterson, 1981) basados en vertebrados. Su espesor varía entre los 480 m en la localidad de Entre Ríos, alcanzando un máximo de 1199 m en la quebrada de Agua Negra en Catamarca (Ibáñez, 2001). Por mediciones radimétricas su edad es Mioceno tardío 9,3-7,14 Ma. (Bossi *et al.*, 1987; Latorre *et al.*, 1997; Kleinert y Strecker, 2001). Se hallaron niveles portadores de plantas, palinomorfos, moluscos, microfósiles y vertebrados.

Localidades fosilíferas con impresiones, palinomorfos y leños mineralizados (figura 1B) (Lutz, 1987; Mautino y Anzótegui, 2000, 2002a, 2014; Anzótegui, 2004, 2006; Martínez, 2009, 2014; Mautino, 2010, 2011).

Provincia de Catamarca: Río Vallecito y Agua Verde (Miembro B) en la base de la formación próxima al límite con la Formación Las Arcas. Km 6, ruta 17 (Miembro A) en el tercio superior, próximo al límite con formación Andalhuala. Quebrada de Jujuil (Miembros B y A). Provincia de Tucumán: Tiopunco (Miembro B).

2) Formación Chiquimil en el valle de Villavil y Puerta de Corral Quemado.— El valle está situado en el centro-Este de la provincia de Catamarca. En este sector la Formación Chiquimil ha sido objeto de varios estudios estratigráficos y estructurales, entre los que se cuentan los de Stahlecker, 1926 (en Riggs y Paterson, 1939); Peirano (1943); Marshall *et al.*, (1979); Buttler *et al.*, (1984); Bossi *et al.*, (1987, 1993, 1994); Allmendinger (1986); Gavriloff *et al.*, (1998) y Muruaga y Bossi (1999). Muruaga (1998, 2001) propuso dividirla formalmente en 3 Miembros: Los Baños, El Áspero y El Jarillal, antiguamente mencionados como Miembro B, El Áspero y Miembro A, respectivamente. Sus depósitos de aproximadamente de 1500 m se disponen en contacto transicional sobre Formación Las Arcas con el Miembro Los Baños (a lo largo de la ladera occidental de la sierra de Hualfin-Las Cuevas y noroeste de la sierra El Durazno). El Miembro El Jarillal se expone extensamente en el campo homónimo, entre las Sierras de Hualfin y Culampajá, sus afloramientos son continuos hasta Puerta de Corral Quemado y concordantes a la Formación Andalhuala. Hacia el lado oriental de la Sierra de Hualfin, se presenta saltuariamente en Los Nacimientos de Abajo, al noreste de Hualfin y en las inmediaciones de El Eje, en la margen oeste del río Los Nacimientos. Al norte del Cerro El Durazno, sus afloramientos son continuos desde Jasipunco hacia el oeste y hacia el sur. El Miembro El Áspero apoya concordantemente entre ambos Miembros. Los Miembros Los Baños y El Jarillal pueden ser correlacionados con los Miembros A y B del valle de Santa María, mientras que el Miembro El Áspero es un conglomerado volcánico no estrictamente correlacionable con el Paraconglomerado Ampajango.

Las características sedimentológicas y edad, son las mismas que las mencionadas para el valle de Santa María.

Localidades fosilíferas con impresiones, palinomorfos y leños mineralizados (figura 1 C) (Fernández y Bravo, 1985; Mautino *et al.*, 1997; Anzótegui, 2004, 2006; Garralla *et al.*, 2012; Martínez, 2014). Los Nacimientos de Abajo (Miembro Los Baños, porción alta), vertiente oriental de la Sierra de Hualfin. Cerro Pampa (Miembro El Áspero), niveles pelíticos intercalados entre los conglomerados volcánicos. Corral Quemado (Miembro El Jarillal, niveles cuspidales, próximos a la Formación Andalhuala), extremo sur del valle de Villavil.

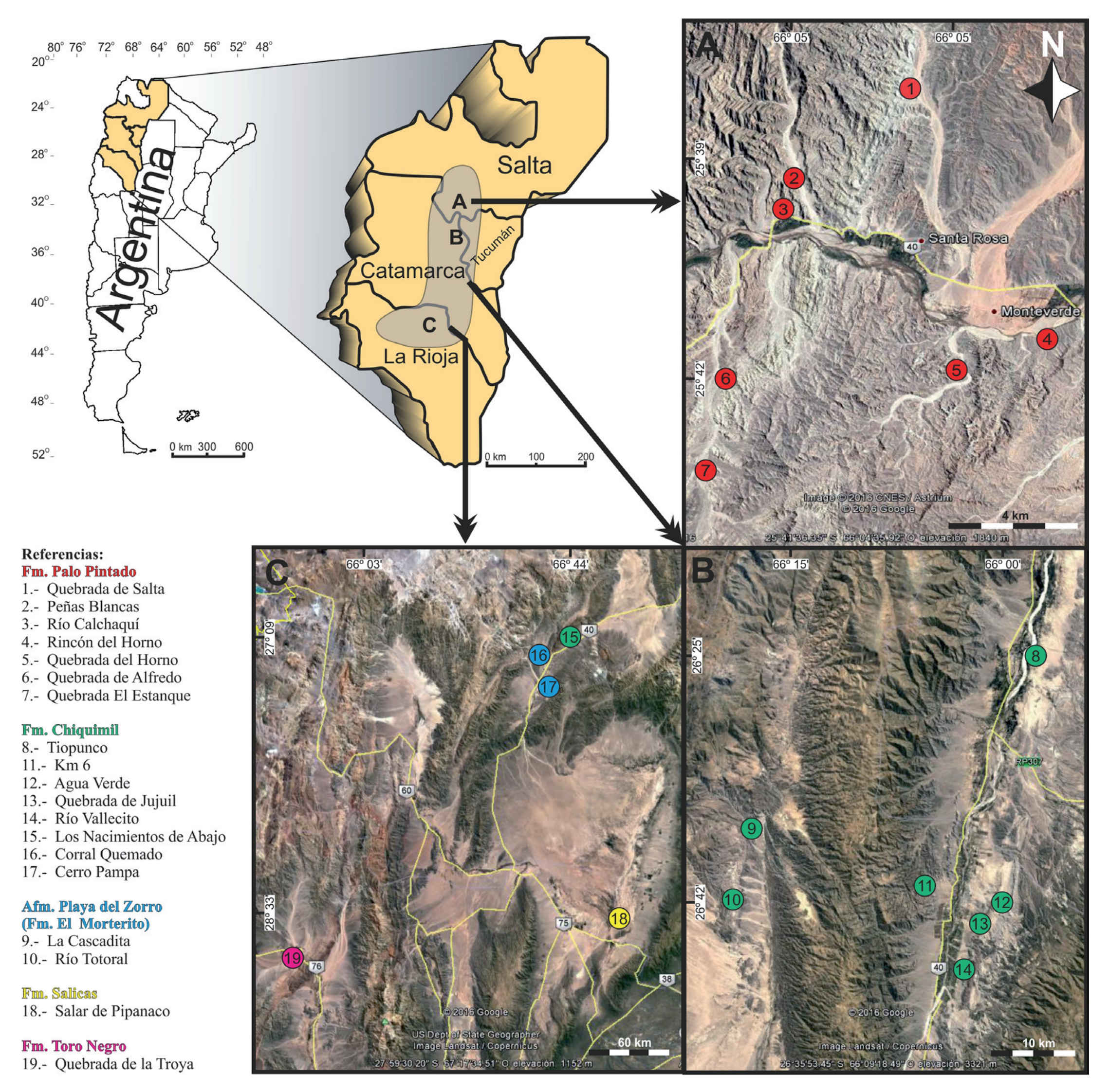


Figura 1. Mapa de ubicación de las distintas formaciones y localidades fosilíferas. Círculos rojos indican las localidades fosilíferas de la Formación Palo Pintado 1A. Círculos verdes indican las localidades fosilíferas de la Formación Chiquimil 1B y 1C. Círculos celestes indican las localidades fosilíferas de la Aloformación Playa del Zorro 1C. Círculo fucsia indica la localidad fosilífera de la Formación Toro Negro 1C. Círculo amarillo indica la localidad fosilífera de la Formación Sálicas 1C.

Aloformación Playa del Zorro – Formación El Morterito

La Formación El Morterito (Turner, 1973; Malizzia *et al*., 1990) compone la base del Grupo El Bolsón. Sus sedimentos afloran en el valle del Cajón (centro-Norte de la provincia de Catamarca), ubicado entre las sierras de Chango Real y Hombre Muerto al Oeste y del Cajón o de Quilmes al Este, estas últimas sierras los separan del valle de Santa María. Bossi *et al.*, (1987, 1992) y Vides y Bazán (2004), dividieron a esta formación en tres unidades discordantes entre sí: Aloformación Peñas Azules (Secuencia I), Aloformación Playa del Zorro (Secuencia II) y Aloformación El Totoral (Secuencia III), todas de origen continental. Las tres unidades están separadas por disconformidades que localmente tienen carácter levemente angular; estos autores, adoptaron la subdivisión de Aloformaciones porque las disconformidades

son evidentes, mapeables y por la falta de caracteres litológicos relevantes que permitan reconocerlas como unidades litoestratigráficas. En cuanto a la edad de estas secuencias, los resultados de las dataciones radimétricas (Strecker, *et al*., 1989, 10,7 ±1,7 Ma; Bossi *et al*., 2000, método Ar/Ar en 5,38 ±0,07; 6,04 ±0,07 Ma, media en 5,71 ±0,4 Ma) sumados a los resultados del análisis estratigráfico estructural de Georgieff *et al*. (2012), sugieren que los afloramientos más antiguos de las cuencas neógenas del noroeste fueron asignados al Mioceno medio (12 Ma), en la que se incluye la Aloformación Peñas Azules. Los sedimentos pelíticos y las areniscas conglomerádicas de la Aloformación Playa del Zorro se habrían depositado entre los 7-3,5 Ma, durante el Mioceno tardío/Plioceno. Por último, la estructuración tectónica del Plioceno-Pleistoceno queda en evidencia en la topografía de la Aloformación Totoral. Por la edad considerada, en esta contribución, se tratará sólo la Aloformación Playa del Zorro. Esta es la unidad mejor conocida (de toda la Formación El Morterito) y presenta las mejores exposiciones, que ocupan la región central del valle. La sección tipo se encuentra a la altura del Puesto Molle Grande con un espesor de 1288 m por estar expuesta de forma continua, incluyendo sus contactos disconformes superior e inferior (Bossi *et al*., 1992, 2000; Vides y Bazán, 2004; Vides, 2009). Bossi *et al*. (1992) por sus características, la dividen en 4 secciones a las que denominan Subsecuencias IIa, IIb, IIc y IId, diferenciándolas por la granulometría de sus sedimentos. Areniscas gruesas, diamictitas amarillas y conglomerados, generalmente en sucesión granodecreciente, se encuentran en las Subsecuencias IIa y IId mientras que, en las medias (Subsecuencias IIb y IIc) se hallan areniscas y limolitas finas amarillas y verde amarillentas, con estratificación delgada y laminación paralela o cruzada heterogénea, de origen lacustre, y portan hojas, frutos, palinomorfos y una rica fauna de moluscos, ostrácodos, mamíferos, reptiles y aves que corresponden a un ambiente de orla de lago (barreales salobres).

Localidades fosilíferas con impresiones y palinomorfos (figura 1B) (Anzótegui, 2006; Anzótegui *et al.,* 2007; Horn 2014; Horn y Anzótegui, 2016; Horn *et al*., 2016). La Cascadita y Río Totoral (los afloramientos están en discordancia con los de la Secuencia III).

Formación Palo Pintado

Integra el Grupo Payogastilla (Díaz y Malizzia, 1983; Grier y Dalmeyer, 1990) en el valle Calchaquí, en el Sur de la provincia de Salta, entre las localidades de Angastaco y San Carlos. La Formación Palo Pintado (Diaz y Malizzia, 1983; Díaz *et al*., 1987; Herbst *et al*., 1987, Galli *et al.,* 2011) constituye una potente pila sedimentaria con un espesor comprendido entre 700 a 1250 m, aflora a lo largo del río Calchaquí. Está constituida por ciclos grano y estrato decrecientes de conglomerados matriz soporte, areniscas cuarzosas y sublíticas limpias, medianas a finas, que culminan con niveles de pelitas verdes, que han sido interpretados como sistemas fluviales de ríos anastomosados de baja jerarquía y baja movilidad (Galli *et al*., 2011). Tanto en el techo como en la base, los contactos son transicionales y concordantes con las formaciones San Felipe y Angastaco, respectivamente. Se depositó entre los 10.29

± 0.11 Ma (K/Ar) (Galli *et al.*, 2008) y los 5.27 ± 0.28 Ma ($^{206}Pb/^{238}U$; Coutand *et al.*, 2006). En la porción basal a media de la unidad se hallaron impresiones de hojas, frutos, palinomorfos, vertebrados, moluscos y leños.

Localidades fosilíferas con impresiones, palinomorfos y leños (figura 1 A) (Herbst *et al.*, 1987; 2000; Anzótegui y Cuadrado, 1996; Acevedo *et al.*, 1997; Anzótegui, 1998, 2006; Starck y Anzótegui, 2001; Lutz, y Martínez, 2007; Anzótegui y Horn, 2011; Galli *et al.*, 2011; Horn *et al.*, 2011; Horn, 2014; Robledo *et al.*, 2015, 2016). Quebrada El Estanque, Quebrada de Alfredo, Quebrada del Horno, Rincón del Horno, Río Calchaquí, Quebrada de Salta, Peñas Blancas.

Formación Sálicas

La Formación Sálicas (Sosic, 1973), también llamada Formación Schaqui por Turner (1971), aflora en el extremo norte de la sierra de Velasco, tanto en la vertiente occidental como en la oriental, en los departamentos San Blas de Los Sauces, Arauco, Castro Barros y Capital de la provincia de La Rioja. La Formación Sálicas en este sector y en el borde suroeste del salar de Pipanaco alcanzaría, según Sosic (1973) un espesor de 600 a 800 m y está compuesta principalmente por areniscas finas macizas y limolitas arcillosas de color predominantemente marrón rojizo variando hasta gris amarillento en menor proporción. Esta formación se encuentra infrayacente a la Formación Las Cumbres del Plioceno-Pleistoceno y ha sido datada como Mioceno Tardío basada en restos de mamíferos hallados en la localidad llamada «El Degolladito» (Tauber, 2005; Brandoni *et al.*, 2012). En el salar de Pipanaco han sido hallados leños, escasos palinomorfos y malas impresiones de hojas.

Localidad fosilífera con leño mineralizado (figura 1C) (Pujana *et al.*, 2014). Salar de Pipanaco.

Formación Toro Negro

La Formación Toro Negro (Turner, 1964; Ramos, 1970), aflora en el departamento Vinchina, al noroeste de la provincia de La Rioja. Constituye junto con la infrayacente Formación Vinchina (Turner, 1964; Ramos, 1970) la Sierra de Los Colorados. La sección tipo se encuentra en la Quebrada de la Troya, donde alcanza aproximadamente 2000 metros de espesor expuesto hacia el sector central de la sierra de Los Colorados. Litológicamente se compone de sedimentos continentales aluviales (Rodríguez Brizuela, 2005) que son producto de la sedimentación sinorogénica vinculada al avance del frente tectónico andino (Ramos, 1999). Varios niveles piroclásticos se intercalan hacia el tope de la columna estratigráfica, de los que se han efectuado estudios para ajustar la edad radimétrica, los de K/Ar (Ciccioli *et al.*, 2005) arrojaron edades de 8,6 y 6,8 Ma, las que junto con el análisis de la asociación faunística (Rodríguez Brizuela y Tauber, 2006), permiten asignar a esta unidad un rango temporal que se encuentra en el Mioceno tardío-Plioceno inferior.

Localidad fosilífera con leños mineralizados (figura 1C) (Martínez y Rodríguez Brizuela, 2011). Quebrada de La Troya.

METODOLOGÍA

De la bibliografía analizada se desprende que a fin de establecer las paleocomunidades que integraban los vegetales fósiles aquí mencionados, se tiene en cuenta el hábito de vida (bioforma), hábitat y ambiente de los vegetales actuales afines. Se consideran «taxones actuales afines» a los fósiles que presentan la mayor cantidad de caracteres similares, aunque puedan tener algunas diferencias, atribuibles quizás, a cambios evolutivos producidos a través del tiempo. En los tablas que se refieren a cada paleocomunidad se eliminaron los taxones con denominación abierta porque carecen de amplitud ecológica delimitada y alta especialización.

RESULTADOS

La paleoflora del Mioceno tardío del Noreste de Argentina esta constituida exclusivamente por especies continentales. Predominan en ella en orden de importancia, las angiospermas (Magnoliophyta), los helechos (Moniliophyta), Gimnospermas (Pinophyta) y por último las Bryophyta (*sensu lato*). Contiene un gran número y diversidad de familias, siendo las más representativas por cantidad de especies: Fabaceae, Asteraceae, Podocapaceae, Malvaceae, complejo polínico (Cp) Amaranthaceae/Chenopodiaceae, Cyperaceae, Ephedraceae y Arecaceae (figura 2).

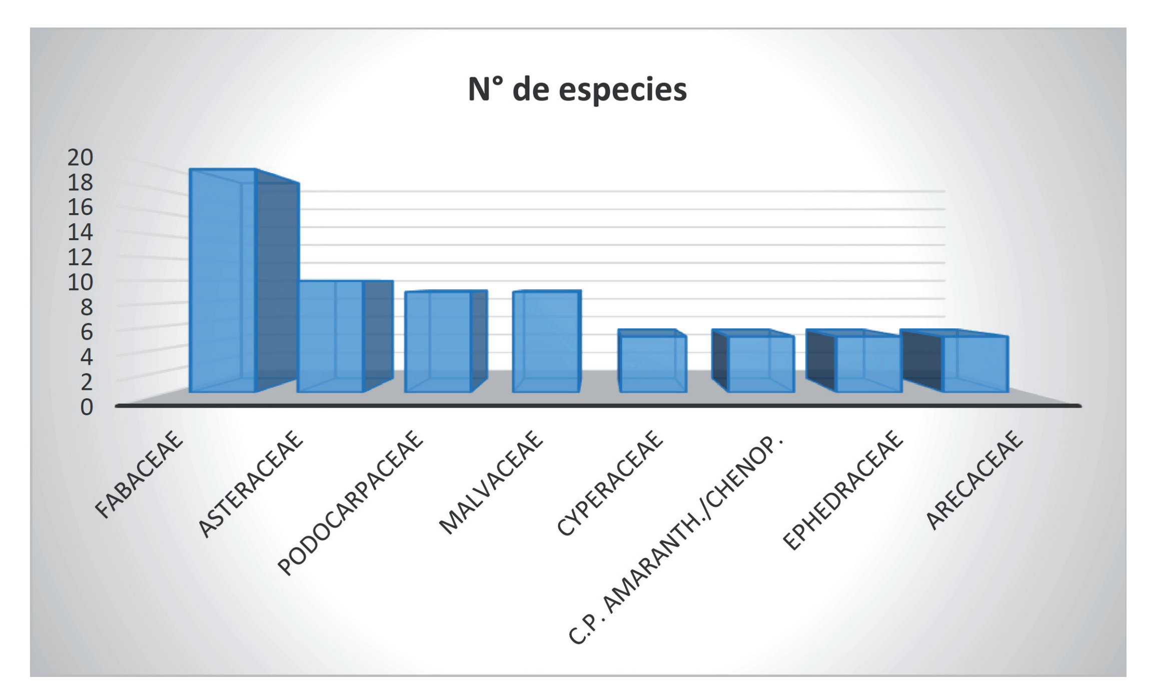


Figura 2. Gráfico de barras donde se señalan las familias con mayor cantidad de especies (a partir de 5 especies) en la flora del Mioceno tardío del Noroeste de Argentina.

Tabla 1. Paleocomunidad acuática de la flora del Mioceno tardío del Noroeste de Argentina.

Paleocomunidad	Estrato vegetal	Taxón fósil	Formaciones					Taxon actual afín
			PP	CH	PZ	TN	SA	
Acuática	Herbáceo (flotantes)	*Azolla* sp.	●					*Azolla* sp. (Azollaceae)
		Salvinia cf. *minima* Baker *Salvinia graui* Herbst y Anzótegui	●					*Salvinia minima* Baker *Salvinia* spp. (Salviniaceae)
		Nymphaea sp.		●				*Nymphaea* spp. (Nymphaeaceae)
		Potamogeton sp.	●	●				*Potamogeton* spp. (Potamogetonaceae)
	Herbáceo (sumergidas)	*Cabomba aff. C. caroliniana* A. Gray	●					*Cabomba caroliniana* A. Gray (Cabombaceae)
		Haloragacidites trioratus Couper; *H. myriophylloides* Cookson y Pike	●	●				*Myriophyllum* spp. (Haloragaceae)
		Mayaca aff. *M. fluviatilis* Aublet	●					*Mayaca fluviatilis* Aubl. (Mayacaceae)
		Smilacipites aquaticus Anzótegui y Cuadrado	●					*Egeria* L.C. (Hydrocaritaceae)

Tabla 2. Paleocomunidad palustre de la flora del Mioceno tardío del Noroeste de Argentina.

Paleocomunidad	Estrato vegetal	Taxón fósil	Formaciones					Taxon actual afín
			PP	CH	PZ	TN	SA	
Palustre	Cespitoso	*Stereisporites antiquasporites* (Wilson y Webster) Dettmann	●	●				*Sphagnun* spp. (Sphagnaceae)
		Reticulatisporites echinatus Martin		●				*Anthoceros scariosus* Austin (Anthocerotaceae)
		Phaeocerosporites sp. 1 y *P.* sp. 2		●				
		Ricciaesporites transdanubicus Nagy		●				Ricciaceae
		Rouseisporites reticulatus Pocock		●				
	Herbáceo	*Osmundacidites ciliatus* Sah	●	●	●			*Osmunda* spp. (Osmundaceae)
		Multimarginites paluster Anzótegui y Cuadrado	●					*Bravaisia* sp. (Acanthaceae)
		Gomphrenipollis pintadensis Anzótegui y Cuadrado	●					*Gomphrena elegans* (Amaranthaceae)
		Biretisporites crassilabratus Archangelsky	●		●			Osmundaceae
		Polypodiaceioides tumulatus Partridge	●	●				*Pteris deflexa* Link. (Pteridaceae)
		Equisetum sp.	●	●				*Equisetum giganteum* L. (Equisetaceae)
		Areolipollis insularis Mautino		●				*Justicia laevilinguis* (Nees) Lindau (Acanthaceae)
		Tricolpites reticulatus (Cookson) Jarzen y Dettmann		●				*Gunnera* spp. (Gunneraceae)
		Cyperaceaepollis kyllingoides Mautino y Anzótegui		●				*Kyllinga* spp.
		Cyperocapus sp.		●				*Eleocharis albibracteata* Nees y Meyen ex Kunth y *E. dombeyana*
		Cyperaceaepollis neogenicus Krutzsch		●				
		Scirpitis sp. 1, *S.* sp. 2,	●	●				(Cyperaceae)
		Schenoplectus californicus (C.A. Mey.) Soják	●					*Schenoplectus californicus* (C.A. Mey.) Steud.
		Persicarioipollis sp.		●				*Polygonum* spp. (Polygonaceae)
		Rhoipites baculatus Archangelsky emend. Mautino y Anzótegui	●	●				*Aeschynomene* spp. (Fabaceae)
		Sparganiaceaepollenites delicata Mautino y Anzotegui; *Sparganiaceaepollenites* sp.		●				*Typha* spp.; *Sparganium* spp. (Sparganiaceae-Typhaceae)
		Corsinipollenites exinitenuis Anzótegui y Cuadrado	●					*Epilobium* sp. (Onagraceae)

Tabla 3. Paleocomunidad halófita de la flora del Mioceno tardío del Noroeste de Argentina.

Paleocomunidad	Estrato vegetal	Taxón fósil	Formaciones					Taxon actual afín
			PP	CH	PZ	TN	SA	
Halofita	Cespitoso	*Reboulisporites fueguensis* Zamaloa y Romero	•	•	•			*Reboulia hemisphaerica* (L.) Raddi (Rebouliaceae)
		tipo *Peltolepis* spp.		•				*Peltolepis quadrata* (Saut.) K. Müller
	Herbáceo	*Magnaperiporites* sp		•				*Calystegia* spp.
		Tricolpites trioblatus Mildenhall y Pocknall		•				*Wilsonia* spp./*Cressa* spp. (Convolvulaceae)
		Tubulifloridites antipodica Cookson ex Potonié	•	•	•			Asteraceae
		Chenopodipollis chenopodiaceoides (Martin) Truswell	•	•	•			C. p. Chenopodiaceae-Amaranthaceae
		Tricolpites reticulatus (Cookson) Jarzen y Dettmann		•				*Gunnera* spp. (Gunneraceae)
	Arbustivo	*Equisetosporites notensis* (Cookson) Romero; *E. claricristatus* (Shakmundes) Barreda; *E. fusiformis* (Shakmundes) Guler, Guerstein y Quattrocchio, *E. multicostatus* Brenner; *Equisetosporites* sp.	•	•	•			*Ephedra* spp. (Ephedraceae)
		Psilatricolporites sp.	•	•				Solanaceae
		Malvacipolloides silvinites Mautino, Cuadrado y Anzótegui	•	•				*Malvastrum americanum* (L.) Torr. (Malvaceae)
		Poluspissusites puntensis Barreda; *P. ramus* Pocknall y *P.* sp.		•				*Scaveola* spp. (Goodeniaceae)

Las paleocomunidades que se reconocen en las formaciones estudiadas son:

– Acuática dulceacuícola, en la que se diferencian las herbáceas flotantes y sumergidas (Tabla 1).

– Palustre, con estratos cespitoso y herbáceo (Tabla 2).

– Halófita, con estratos cespitoso, herbáceo y arbustivo (Tabla 3).

– Bosque de ribera, con estratos herbáceo, arbustivo, arbóreo y epifito/trepador (Tabla 4).

– Xerófita, con estratos herbáceo y arbustivo/arbóreo (Tabla 5).

– Bosque de altura, con elementos arbóreos (Tabla 6).

Análisis comparativo entre formaciones

Del análisis de esta paleovegetación (Tablas 1-6) se desprende que las formaciones Palo Pintado y Chiquimil son las que contienen la mayor cantidad de taxones comparados con los de la Aloformación playa del Zorro y las formaciones Toro Negro y Sálicas. Estas dos últimas sólo con una especie de leño en cada una, quizá debido a que sus sedimentos han sido escasamente estudiados para la obtención de fósiles vegetales.

Entre las formaciones Palo Pintado, Chiquimil y Aloformación Playa del Zorro comparten escasos taxones. Los mismos corresponden a las paleocomunidades: palustre del estrato herbáceo *Osmundacidites ciliatus* (*Osmunda regalis*) y *Muricingulisporis verrucosus* (*Anograma chaerophylla*) y *Biretisporites crassilabratus* (Tabla 2); halofítica, *Reboulisporites fueguensis* (*Reboulia hemisphaerica*) y *Equisetosporites notensis* (*Ephedra* spp.) en los estratos cespitoso y arbustivo, respectivamente (Tabla 3); xerofítica *Gra-*

Tabla 4. Paleocomunidad de bosque de ribera de la flora del Mioceno tardío del Noroeste de Argentina (continúa en página siguiente).

Paleo-comunidad	Estrato vegetal	Taxón fósil	Formaciones					Taxón actual afín
			PP	CH	PZ	TN	SA	
Bosque de ribera	Cespitoso	*Licopodiella* aff. *L. cernua* (L) Pich. Serm.	•					*Lycopodium cernua* (L.) Pic. Serm.
		Lycopodiumsporites austroclavatidites (Cookson) Potonié		•				*L. clavatum* L. (Lycopodiaceae)
		Todisporites minor Couper	•	•				Osmundaceae
		Leiotriletes regularis Krutzsch	•	•				*Cheilantes concolor* (Langsd. y Fisch.) R.M. Tryon y A.F. Tryon
		Bicingulispora concentrica Frederiksen, Carr, Lowe y Wosika	•					Pteridaceae
		Deltoidospora sp.	•					*Cyathea* sp.
		Verrucosisporites subsphaerica Acevedo, Mautino, Anzótegui y Cuadrado	•					
		Polypodiaceoisporites retirugatus Muller	•	•				*Pteris denticulata* SW
		Polypodiaceoides tumulatus Partridge	•	•				*Pteris deflexa* Link. (Pteridaceae)
		Biretisporites crassilabratus Archangelsky	•		•			Osmundaceae
		Murcingulisporis verrucosus Mautino y Anzotegui	•	•	•			*Anogramma chaerophylla* (Desv.) Link. (Pteridaceae)
		Blechnum serrulatiformis Anzótegui y Horn	•					*Blechnum serrulatum* L.C. Rich. (Blechnaceae)
		Nijssenosporites sp.	•					*Pityrogramma* sp. (Adianthaceae)
		Acrostichum paleoaureum Beauchamp, Lemoige y Petrescu	•					*Acrostichum aureum* L. (Pteridaceae)
		Thelypteris interrupta (Willd.) K. Iwatsuk; *Thelypteris* aff. *achalensis* (Hieron.) Abbiati	•					*Thelypteris interrupta; Thelypteris achalensis* (Thelypteridaceae)
		Plicatella sp.	•		•			*Anemia tomentosa* Kunth (Sav.) Swartz (Anemiaceae)
		Rhoipites titokioides Mildenhall y Pocknall		•				*Symeria* spp. (Polygonaceae)
		Gomphrenipollis pintadensis Anzótegui y Cuadrado; *Gomphrenipollis* sp.	•					*Gomphrena elegans* Mart.; *Pfaffia glomerata* (Spreng.) Pedersen (Amaranthaceae)
		Senna cf. *S. obtusifolia*		•	•			*Senna obtusifolia* (L.) Irwin y Barneby (Fabaceae)
	Arbustivo	*Ailanthipites gamerroi* (Archangelsky) Mautino y Anzotegui (Grupo 1)	•	•				*Schinus terebinthifolius* Raddi (Anacardiacea)
		Rhoipites paranaensis Anzótegui y Garralla		•				*Pilocapus pennatifolius* Lem. (Rutaceae)
		Malvaciphyllun quenquiadensis Anzótegui		•				*Abutilon* spp. (Malvaceae)
		Psilatricolporites cyamus Hammen y Wijmstra		•				*Buddleja tucumanensis* Griseb. (Budlejaceae)
		Tricolpites membranus Couper		•				*Seguiera aculeata* Jacq. (Phytolacaceae)
	Arbóreo	*Nectandra saltensis* Anzótegui	•					*Nectandra* spp.(Lauraceae)
		Schinus herbstii Anzótegui	•					*Schinus gracilipes* Johnst. (Anacardiacaeae)
		Ilexpollenites sp.	•					*Ilex* sp. (Aquifoliaceae)
		Ficus tressensii Anzótegui	•					*Ficus luchnantiana* (Miq.) Miq. (Moraceae)
		Cedrela fissiliformis Anzótegui y Horn	•					*Cedrela fissilis* Vell. (Meliaceae)

minidites media, en el estrato herbáceo y *Margocolporites vanwijhei* (*Caesalpinia paraguariensis)* en el estrato arbóreo (Tabla 5); en bosque de altura *Podocarpidites marwickii* (Tabla 6). Las paleocomunidades halófita y xérica (Tablas 3, 5) en el estrato herbáceo contienen *Tubulifloridites antipodica* y *Chenopodiipollis chenopodiaceoides*, es difícil discernir a cuál de las dos paleocomunidades corresponden estos palinomorfos.

Tabla 4 (cont.). Paleocomunidad de bosque de ribera de la flora del Mioceno tardío del Noroeste de Argentina.

		Sapium haemastospermoides Anzótegui y Horn	•					*Sapium haemastospermus* Mull. Arg. (Euphorbiaceae)
		Tetracolporopollenites pouteriae Anzótegui y Cuadrado	•					*Pouteria fragrans* (Pierre) Dubard y *P. salicifolia* (Spreng.) Radlk. (Sapotaceae) *Chrysophyllum marginatum* (Hook et Art.) Radlk. (Sapotaceae) *Pouteria fragans* (Pierre) Dubard (Sapotaceae)
		Tetracolporopollenites marginati Anzótegui y Cuadrado	•					
		Tetracolporopollenites megalodium (Potonié) Frederiksen	•					
		Palaeocoprosmadites zelandieae Pocknall		•				*Coprosma* spp. (Rubiaceae)
		Gleditsioxylon riojana Martinez y Rodriguez Brizuela				•		*Gleditsia amorphoides* (Griseb.) Taub. (Fabaceae) *Stryphnodendron microstachyum* Mart. *Senna bicapsularis* (L.) Roxb. *Acacia visco* Griseb. *Anadenanthera colubrina* (Vell.) Brenan *Tipuana tipu* (Fabaceae)
		Políade Tipo 1		•				
		Senna cf. *bicapsularis*		•	•			
		Paraalbizioxylon caccavariae Martinez		•				
		Polyadopollenites sp.	•					
		Tipuana tipu (Benth.) Kuntze		•	•			
		Tubulifloridites spinosus Van der Hammen ex Germeraaed, Hooping y Muller		•				*Tessaria integrifolia* L. (Asteraceae)
		Myrciophyllum tucumanensis Anzótegui y Herbst	•					*Myrcianthes* spp. T. p. *Calyptranthes concinna* subtipo *Eugenia burkartiana;* T. p. *Myrcianthes pungens* (Myrtaceae)
		Myrtipites sp. *Myrtacidites parvus* f. *nesus* Cookson y Pike	•	•				
		Ulmipollenites undulosus Wolff		•				*Phyllostylon rhamnoides* (J.Poiss.) Taub. (Ulmaceae)
		Rhoipites angurium (Partridge) Pocknall y Mildenhall		•				*Baulfourodendron riedelianum* (Engl.) Engl. *Machaerium aculeatum* Raddi *Pilocapus pennatifolius* Lem. (Rutaceae)
		Rhoipites exiguus Pocknall		•				
		Rhoipites paranaensis Anzótegui y Garralla		•				
		Margocolporites cf. *M. scabratus* Pocknall y Mildenhall		•				*Jacaranda mimosifolia* D. Don (Bignoniaceae)
		Cordiapollenites espinulata Mautino		•				*Cordia* spp. (Boraginaceae)
		Nyssapollenites endobalteus (McIntire) Kemp y Harris emend. Midenhall y Pocknall		•				*Alchornea glandulosa* Poepp. y Endl. (Euphorbiaceae)
	Epífitas/ trepadoras	*Rhoipites* sp. 2		•				*Cissus* spp. (Vitaceae)
		Cricotriporites guianensis Leidelmeyer	•	•				*Forsteronia pubecens* A. Dc. (Apocinaceae)
		Polypodiisporites radiatus Pocknall y Mildenhall; *P. speciosus* (Harris) Archangelsky; *P. inangahuensis* (Couper) Potonie emend. Pocknall y Mildenhall; *P.* sp.	•	•				*Microgramma vaccinifolia; Polypodiums* spp.; *Serpocaulon latipes* A.R.Sm y *Microgramma* spp. (Polypodiaeae)
		Ranunculodendron anzoteguiae Lutz y Martínez	•					Familia indefinida

Las formaciones Palo Pintado y Chiquimil si bien comparten las especies fósiles ya citadas en la relación anterior, también tienen en común los taxones de las siguientes paleocomunidades: acuática, *Haloragacidites trioratus* (*Myriophyllum* sp.) y *Potamogeton* sp. herbáceas sumergidas y flotantes respectivamente (Tabla 1); palustre, *Stereisporites antiquasporites* (*Sphagnum* sp) en el estrato cespitoso, *Equisetum giganteum*, dos especies de Cyperaceae y *Rhoipites baculatus* (*Aeschinomene* spp.) en el herbáceo (Tabla 2); halófita, *Psilatricolporites* sp. *y Malvacipolloides silvinites (Malvastrum americanum)* ambas en el estrato arbustivo ; del bosque de ribera, *Todisporites minor, Leiotriletes regularis (Cheilantes concolor), Polypodiaceoisporites retirugatus* (*Pteris denticulata*), *Polypodiaceoisporites tumulatus* (*Pteris deflexa*) del estrato herbáceo; *Ailanthipites gamerroi* Grupo 1 (*Schinus terebinthifolius)* del arbustivo, una especie de Myrtaceae (*Myrtipites* sp.) arbórea y entre las epifitas/trepadoras *Polypodiisporites radiatus* (*Microgramma vaccinifolia)* y *Cricotricolporites guianensis (Forsteronia pubescens)* (Tabla 6); finalmente en la xérica, *Chenopodiipollis multicavus* y *Periporopollenites miocenicus* (Complejo polínico *Amaranthaceae-Chenopodiaceae*) herbáceas, *Periporopollenites vi-*

Tabla 5. Paleocomunidad xérica de la flora del Mioceno tardío del Noroeste de Argentina (continúa en página siguiente).

Paleocomunidad	Estrato vegetal	Taxón fósil	Formaciones					Taxón actual afín
			PP	CH	PZ	TN	SA	
Xerofítica	Herbácea	*Polypodiaceoisporites simplex* Sah; *Gleicheniidites senonicus* Ross y *Gleicheniidites bulbosus* Kemp		●				*Gleichenia* spp. (Gleicheniaceae)
		Baumanipollis evae Anzótegui y Cuadrado		●				(Malvaceae)
		Baumanipollis chubutensis Barreda		●				
		Baumanipollis sp. 3		●				*Modiola caroliniana* (L.) G. Don.
		Malvacipolloides tucumanensis Mautino, Cuadrado y Anzotegui		●				Tp. *Abutilon pauciflorum*
		Malvapantocolporites silvinites Mautino, Cuadrado y Anzótegui		●				*Malvastrum americanum* (L.) Torr.
		Echiperiporites parviechinatus Anzótegui y Cuadrado	●		●			
		Echiperiporites santamariana Mautino, Cuadrado y Anzótegui		●				Tp. *Hibiscus soriorus*, sub tipo *Sida rhombifolia*
		Graminidites media Cookson, *Graminidites* sp.	●	●	●			Poaceae
		Chenopodipollis minima Mautino		●				Tp. *Amaranthus* subtipo *Chamisoa acuminata*
		Chenopodiipollis multicavus Anzótegui y Cuadrado	●	●				
		Chenopodipollis chenopodiaceoides (Martin) Truswell	●	●	●			Cp. Amaranthaceae/ Chenopodiaceae
		Periporopollenites vesicus Partridge		●				
		Periporopollenites miocenicus Anzótegui y Cuadrado	●	●				
		Tubulifloridites antipodica Cookson ex Potonié; *T. minutus* Regali, Uesugui y Santos) Mautino y Anzotegui nov, comb.; *T. simplis* Martin; *Tubulifloridites spinosus* Van der Hammen ex Germeraaed, Hooping y Muller; *T.* sp1; *T.* sp. 2; *T.* sp. 3; *T.* sp.4 y *T.* sp.5	●	●	●			Asteraceae
		Mutisiapollis patersonii Macphail y Hill		●				Mutiseae
		Polycolporopollenites esobalteus (McIntyre) Pocknall y Mildenhall *Polycolporopollenites* sp. 1		●				Tp. *Monnina cuneata* Tp. *Polygala australis*, subtipo *Polygala bonariensis* (Polygalaceae)
		Euphortricolporites perforata Mautino y Anzótegui		●				*Euphorbia* L. Tipo polínico *Euphorbia villosa* El-Ghazaly y Chaudhay (Euphorbiaceae)
		Eriosema sp.		●	●			*Eriosema crinitum* (Kunth) G.Don
		Chamaecrista flexuosa L.		●	●			*Chamaecrista flexuosa* L.
		Mimosa sp.		●				*Mimosa* spp. (Fabaceae)
		Periporopollenites sp.		●				*Silenne* spp. o *Arenaria* spp. (Caryophyllaceae)
		Rhoipites karamuensis Pocknall		●				*Capparis retusa* Griseb
		Rhoipites sp.1		●				*C. salicifolia* Griseb. (Capparidaceae)
		Tricolpites sp.		●				*Oxalis* spp. (Oxalidaceae)
		Gleicheniidites senonicus Ross		●				Gleicheniaceae
	Arbóreo / Arbustivo	*Mimosoxylon santamariensis* Lutz		●				*Acacia bonariensis* Hook. y Arn.
		Caesalpinia aff. *C. stuckerti* Hassler	●					*Caesalpinia stuckerti*

vianae (*Opuntia* spp.) y *Psilatricolporites* sp. arbustivas, *Triorites orbiculatus* (*Celtis* spp.) y *Arecipites* sp. que son arbóreas (Tabla 5).

La Aloformación Playa del Zorro comparte la mayoría de sus taxones con los de la formación Chiquimil. Con los del bosque de ribera, las especies arbóreas *Tipuana*

Tabla 5 (cont.). Paleocomunidad xérica de la flora del Mioceno tardío del Noroeste de Argentina.

	Arbóreo/Arbustivo	*Mimosa* cf. *flagellaris*		•	•			*Mimosa flagellaris* Benth.
		Margocolporites vanwijhei Germeraad, Hooping y Muller	•	•	•			*Caesalpinia paraguariensis* (D. Parodi) Burkart (Fabaceae)
		Spinitricolpites anzoteguii Mautino		•				*Trichocereus* spp. o *Echinopsis* spp. (Cactaceae)
		Periporopollenites vivianae	•	•				*Opuntia* spp. (Cactaceae)
		Triorites orbiculatus McIntyre	•	•				*Celtis* spp. (Celtidaceae)
		Psilatricolporites sp.		•				*Lycium cestroides* Schltdl. (Solanaceae)
		Retitetracolpites columelae Mautino		•				*Bougainvillea campanulata* Heimerl (Nyctaginaceae)
		Arecipites asymmetricus (Frederiksen) Frederiksen; *A. minustiscabratus* McIntire Mildenhall y Pocknall; *A. subverrucatus* (Pocknall) Mildenhall y Pocknall; *Arecipites sp.*, *Psilamonocolpites grandis* Hammen y *P. medius* Hammen y Garcia de Mutis	•	•				Arecaceae
		Schinopsis lorentzii (Griseb.) Engl.		•				*Schinopsis lorentzii* (Anacardiaceae)
		Acaciapollenites myriosporites (Cookson) Mindenhall		•				Algarobia serie Chilensis
		Prosopis sp. 1		•	•			Tp. *Prosopis alba*
		Prosocolporites argentina Mautino y Anzótegui		•				*Prosopis* spp.
		Prosopisinoxylon anciborae Martínez		•			•	
		Desmodium cf. *adscendens* Swartz		•	•			*Desmodium adscendens* (Fabaceae)

tipu y *Senna bicapsularis;* de la xérica, *Eriosema crinitum* y *Chamaecrista flexuosa* en el estrato herbáceo, *Mimosa flagellaris, Prosopis* sp. 1 y *Desmodium* cf. *ascendens* en el arbustivo/arbóreo (Tablas 4, 5), además de los taxones ya citados entre las formaciones Palo Pintado, Chiquimil y Aloformación Playa del Zorro en las comunidades palustre, halofítica, xerofítica y bosque de altura.

La Aloformación Playa del Zorro y la Formación Palo Pintado presentan pocas especies en común además de las ya citadas en las relaciones anteriores. De la paleocomunidad palustre herbácea *Biretisporites crassilabratus,* del bosque de ribera *Plicatella* sp. (*Anemia tomentosa)* y de la xerofítica en el estrato herbáceo *Echiperiporites parviechinatus.*

Por último, *Prosopisinoxylon anciborae* (*Prosopis* spp.) especie arbórea de la paleocomunidad xérofítica relaciona las formaciones Chiquimil y Sálicas.

Tabla 6. Paleocomunidad de bosque de altura de la flora del Mioceno tardío del Noroeste de Argentina.

Paleo-comunidad	Estrato vegetal	Taxón fósil	Formaciones					Taxón actual afín
			PP	CH	PZ	TN	SA	
Bosque de altura	Arbóreo	*Podocarpidites marwickii* Couper, *P. exiguus* Harris, *P. elegans* Romero, *P. microreticuloidata* Cookson, *P. ellipticus* Cookson, *P. puteus* Mildenhall y Pocknall, *P. rugulosus* Romero, *P.* sp. 1 y *P.* sp. 2	•	•	•			Podocarpaceae
		Araucariacidites australis Cookson		•				*Araucaria* sp. (Araucariaceae)
		Psilatricolporites cyamus Hammen y Wijmstra		•				*Buddleja tucumanensis* Griseb. (Buddlejaceae)
		Alnipollenites verus Potonie ex Potonie	•	•				*Alnus* sp. (Betulaceae)

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis anterior confirma la estrecha relación de la Formación Chiquimil con la Aloformación Playa del Zorro por los integrantes de su paleoflora, esta relación es coincidente con la propuesta de Georgieff *et al*. (2012) quienes lo hicieron por el análisis estratigráfico-estructural.

En la Formación Chiquimil la riqueza de la comunidad xerofítica, particularmente del estrato herbáceo, se destaca por la cantidad de integrantes de las familias Asteraceae y Malvaceae (figura 2) y reafirma lo señalado por Garralla *et al*. (2016) que en esta formación habría existido una sabana herbácea con escasos árboles. Al considerar su estrecha relación con la paleoflora de la Aloformación Playa del Zorro, a la que se suma la presencia de *Prosopis* spp. de la Formación Sálicas, lleva a confirmar que la existencia de una sabana herbácea con escasos árboles se encontraba generalizada en la región (semejante a palmares y/o espinillares de la flora actual). Este ambiente de sabana habría estado interrumpido por cuerpos ácueos en los que se desarrollaron elementos de ribera a los que se incorpora *Gleditsia amorphoides* de la Formación Toro Negro. En la misma región, en la localidad La Cascadita, en Aloformación Playa del Zorro, Horn *et al*. (2016) hallaron situaciones de extrema sequedad (semiáridas) por el análisis de la materia orgánica y la presencia, entre otros, de esporas de hongos (*Licoperdon* sp. y *Glomus* sp.). Por lo tanto se confirma para el Mioceno tardío del Noroeste argentino la existencia de sabanas herbáceas con escasos elementos arbóreos, alternando con bosques de ribera y paleocomunidades ácueas, las que se habrían desarrollados bajo un clima cálido con estacionalidad prolongada. Este panorama es un reflejo de la tendencia del desmejoramiento climático mundial ya señalado anteriormente. Sin embargo, la vegetación de la Formación Palo Pintado exhibe una situación diferente a esta tendencia, por el predominio de comunidades vegetales acuáticas, palustres y bosques de ribera, con una flora ricamente diversificada y escasa representación de elementos xerofíticos. Dada las características de sus componentes, se infiere una flora estable en el tiempo (Galli *et al.*, 2011). Tal vez ella podría ser relicto de la vegetación boscosa del Paleógeno tardío de la provincia de Salta y/o un antecesor de la vegetación de las Yungas de la Argentina, sin descartar que esta asociación sea producto de un ambiente muy local (Starck y Anzótegui, 2001; Galli *et al.*, 2011).

En conclusión, en el Mioceno tardío del Noroeste argentino, coexistieron dos tipos de vegetación, una de sabanas herbáceas con escasos árboles y otra de bosques húmedos y ambientes palustres; cada una, con integrantes propios (como se demostró en el análisis previo), los que se habrían desarrollado bajo un clima subtropical-tropical con diferente estacionalidad, en la primera prolongada y en la segunda breve.

BIBLIOGRAFIA

Acevedo, T. L., Mautino, R. L., Anzótegui, L. M. y Cuadrado G. A. 1997. Estudio palinológico de la Formación Palo Pintado (Mioceno superior), Provincia de Salta, Argentina. Parte II: Esporas. Geociencias 2: 112-120.

Allmendinger, R. W. 1986. Tectonic development southeastern border of the Puna Plateau northwestern Argentine Andes. Geological Society American Bulletin 97: 1070-1082.

Anzótegui, L. M. 1998. Hojas de angiospermas de la Formación Palo Pintado, Mioceno superior, Salta, Argentina. Parte 1: Anacardiaceae, Lauraceae y Moraceae. Ameghiniana 35: 25-32.

Anzótegui, L. M. 2004. Megaflora de la Formación Chiquimil, (Mioceno superior), en los valles de Santa María y Villavil, provincias de Catamarca y Tucumán, Argentina. Ameghiniana 41: 303-314.

Anzótegui, L. M. 2006. Paleofloras del Mioceno en los Valles Calchaquíes, Noroeste de Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y Agrimensura de Universidad Nacional del Nordeste, 266 pp. Corrientes.

Anzótegui, L. M. y Cuadrado, G. A. 1996. Palinología de la Formación Palo Pintado, Mioceno superior, Provincia de Salta, República Argentina. Parte I: Taxones nuevos. Revista Española de Micropaleontología 28: 77-92.

Anzótegui, L. M. y Horn, Y. M, 2011 Megaflora de la Formación Palo Pintado (Mioceno superior) Salta, Argentina. Parte II. Revista Brasileira de Paleontología 14 (3): 239-254.

Anzótegui, L. M., Garralla, S. S. y Herbst, R. 2007. Fabaceae de la Formación El Morterito, (Mioceno Superior) del valle del Cajón, provincia de Catamarca, Argentina. Ameghiniana 44: 183-196.

Barreda, V., Anzótegui, L. M., Prieto, A. R., Aceñolaza, P., Bianchi, M. M., Borromei, A. M., Brea, M., Caccavari, M., Cuadrado, G. A., Garralla, S. S., Grill, S. G., Guerstein, R., Lutz, A. I., Mancini, M. V., Mautino, L. R., Ottone, E. G., Quattrocchio, M., Romero, E. J., Zamaloa, M. C. y Zucol, A. 2007. Diversificación y cambios de las Angiospermas durante el Neógeno en Argentina. Publicación Especial APA 50a Aniversario. Ameghiniana 11: 173-191.

Bossi, G. E. y Palma, R. 1982. Reconsideración de la estratigrafía del valle de Santa María, provincia de Catamarca, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano Geología Actas 1: 155-172. Buenos Aires

Bossi, G. E. y Gavriloff, I. J. C. 1998. Terciario. Estratigrafía, bioestratigrafía y paleogeografía. En: Gianfrancisco, M., Puchulu, M., Durango de Cabrera, J. y Aceñolaza, G. F. (Eds.) Geología de Tucumán. Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán: 87-108.

Bossi, G. E., Ovejero, R. y Strecker, M. 1987. Correlación entre los perfiles del Terciario superior en la Puerta de Corral Quemado-Hualfin y de Entre Ríos (Chiquimil), provincia de Catamarca, Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas II: 117-174.

Bossi, G. E., Muruaga, C., Sanagua, J., Hernando, A., Quiroga, G, Ahumada, A., y Gavriloff, I. J. C. 1992. Aloestratigrafía del Neógeno del Valle del Cajón

(Provincia de Catamarca). IV Reunión Argentina Sedimentología. Actas 3: 137-144.

Bossi, E. G., Muruaga, C., Sanagua, J. G., Hernando, A. y Ahumada, A. L. 1993. Geología y estratigrafía de la cuenca neógena de Santa María-Hualfin (Deptos. Santa María y Belén), Provincia de Catamarca. XI Congreso Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Argentina. Actas II: 156-165. Mendoza

Bossi, G. E., Georgieff, S. M., Muruaga, C. M., Sanagua, J. G., Ahumada, A. L. e Ibáñez, L. M. 1994. The Santa Maria Hualfin Neogene basin of northwestern Argentina. 14 th International Sedimentological Congress Actas I: G12-G13, Recife.

Bossi, G. E., Muruaga, C. M., Georgieff, S. M., Ahumada, A. L., Ibáñez, L. y Vides, M. E. 1997. The Santa Maria-Hualfin Neogene Basin of the Pampean Ranges: an example a Mixed Tectonic Evolution. Primer Congreso Latinoamericano de Sedimentología. Actas I: 97-104.

Bossi, G. E., Vides, M. E., Georgieff, S. M., Muruaga, C. M. e Ibáñez, L. M. 2000. Análisis de las paleocorrientes y de la varianza de los componentes a tres niveles, Neógeno del valle del Cajón, Catamarca, Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 7: 23-47

Bossi, G. E., Georgieff, S. M., Gavriloff, I. J., Ibáñez, L. M. y Muruaga, C. M. 2001. Cenozoic evolution of the intramontane Santa Maria basin, Pampean Ranges, Northwestern Argentina. Journal South American Earth Sciences 14: 725-734.

Brandoni, D.; Schmidt, G. I.; Candela, A. M.; Noriega, J. I.; Brunetto, E. y Fiorelli, L. E. 2012. Mammals from the Salicas Formation (Late Miocene), La Rioja province, northwestern Argentina: Paleobiogeography, age and paleoenvironment. Ameghiniana, 49: 375-387.

Buttler, R. F., Marsahall, L. G., Drake, R. E. y Curtis, G. H. 1984. Magnety polarity stratigraphy and K-Ar dating of late Miocene and early Pliocene continental deposits, Catamarca province, NW Argentina. Journal of Geology 92: 623-636

Ciccioli, P. L, Limarino, C.O. y Marenssi, S. A., 2005. Nuevas edades redimé tricas para la Formación Toro Negro en la Sierra de Los Colorados Sierras Pampeanas Noroccidentales, provincia de La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60: 251-25.

Coutand I., Carrapa, B., Deeken, A., Schmitt, A., Sobel, E. y Strecker, M. 2006. Propagation of orographic barriers along an active range front: Insights from sandstone petrography and detrital apatite fission-track thermochronology in the intramontane Angastaco basin, NW Argentina: Basin Research, 18 (1): 1-26.

Diaz, J. I. y Malizzia, D. C., 1883. Estudio geológico y sedimentológico del Terciario Superior del valle Calchaquí (Departamento San Carlos, Prov. de Salta). Boletín Sedimentológico 2: 8-21.

Díaz, J. I., Malizzia, D. y Bossi, G., 1987, Análisis estratigráfico del Grupo Payogastilla, en Décimo Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, Argentina: 113-116.

Fernández, R. I. y Bravo, E. del V. 1985. La presencia del género *Acacioxylon* (Leguminosae) en sedimentos Terciarios del área de los Nacimientos de Abajo (Departamento Belén, provincia de Catamarca), República Argentina. VI Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Resúmenes: 11. Tucumán.

Garralla S. S, Morton, L. S., Anzótegui, L. M., Moyano, S. y Herbst, R. 2012. Primeros registros paleontológicos de la localidad de Cerro Pampa (Formación Chiquimil, Mioceno Tardío), Provincia de Catamarca, Argentina. GAEA Journal of Geoscience 8: 18-25.

Garralla S. S., Anzótegui, L. M. y Mautino, L. R. 2016. Relaciones paleofloristicas del Mioceno-Plioceno del norte argentino. Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina 16 (1): 1-13.

Galli, C. I., Ramírez, A., Barrientos, C., Reynolds, J., Viramonte, J. G. y Idleman, B. 2008. Estudio de proveniencia de los depósitos del Grupo Payogastilla (Mioceno Medio-Superior) aflorantes en el río Calchaquí, provincia de Salta, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino. Actas I: 353-354. San Salvador de Jujuy.

Galli, C. I., Anzótegui, L. M., Horn, M. Y. y Morton, L. S, 2011. Paleoambiente y paleocomunidades de la Formación Palo Pintado (Mioceno-Plioceno), Provincia de Salta, Argentina. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 28 (1): 161-174.

Gavriloff, I. J. C. y Bossi, G. E. 1992. Revisión general, Análisis facial, Correlación y edad de las Formaciones San José y Río Salí (Mioceno medio), provincias de Catamarca, Tucumán y Salta, República Argentina. Acta Geológica Lilloana 12 (2): 5-43.

Gavriloff, I. J. C., Durango de Cabrera, J. y Vergel, M. 1998. Paleontología de invertebrados, paleobotánica y palinología. En: Gianfranscisco, M., Puchulu, M.E., Durango de Cabrera, J. y Aceñolaza, G. (Eds.) Geología de Tucumán: 211-226. Colegio de Graduados Ciencias Geológicas, Tucumán

Grier, M. E. y Dalmeyer, R. D., 1990. Age of the Payogastilla Group: Implications for foreland basin development, NW Argentina. Journal of South American Earth Sciences 3: 2669-2780.

Georgieff, S. M., Sosa Gomez, J. y Schiuma, M. 2012. Análisis estratigráfico-estructural del neógeno de Catamarca, sur de Salta y Santiago del Estero. I Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina. Publicacion especial Ameghiniana 46 (4): 130. Tucumán.

Herbst, R., Anzótegui, L. M. y Jalfin, G. 1987. Estratigrafía, paleoambientes y dos especies de *Salvinia* Adanson (Filicopsida) del Mioceno superior de Salta, Argentina. FACENA 7: 15-42.

Herbst, R., Anzótegui, L. M., Esteban, G., Mautino, L. R., Morton, L. S. y Nasif, N. 2000. Síntesis paleontológica del Mioceno de los valles Calchaquíes, noroeste argentino. En: F. Aceñolaza y R. Herbst R. (Eds). El Neógeno de Argentina. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 14: 263-288.

Horn, M. Y. 2014. Palinoûoras de las formaciones El Morterito y Palo Pintado (Mioceno Superior-Plioceno Inferior), noroeste de Argentina. Tesis Doctoral

Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 141 pp. La Plata.

Horn, M. y. y Anzótegui, L. M., 2016. Estudio palinológico y paleoambiental de la Aloformación Playa del Zorro (Mioceno Tardío/Plioceno), Valle del Cajón, Catamarca, Argentina. III Simposio del Mioceno y Pleistoceno del Centro-Norte de Argentina. Ameghiniana suplemento 53 (1): 18.

Horn, M. Y.; Galli, C. I.; Mautino, L. R. y Anzótegui, L. M. 2011. Palinología y litofacies de la Formación Palo Pintado (Mioceno Superior), en las localidades Río Calchaquí y Quebrada El Estanque, Salta Argentina. Ameghiniana 48: 15-16.

Horn M. Y, Martínez, M. A. y Anzótegui, L. M. 2016. Análisis palinofacial de la Aloformación Playa del Zorro (Mioceno tardío/Plioceno), valle del Cajón, Catamarca, Argentina. Revista Brasileiria de Paleontología 19 (1): 85-94.

Ibañez, L. M. 2001. Análisis paleoambiental de la Formación Chiquimil en el valle de Santa María, Catamarca, Tucumán, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales e IML Universidad Nacional de Tucumán, 199 pp. Tucumán.

Kleinert, K. y M. R. Strecker, 2001. Climate change in response to orographic barrier uplift: paleosol and stable isotope evidence from the late Neogene Santa Maria basin, northwestern Argentina. Geological Society of America 6: 728-242.

Latorre, C., Quade, J., y McIntosh, 1997. The expansion of C4 grasses and global change in the table Miocene: stable isotope evidence from the Americas. Earth and Planetary Science Letters. Elsevier Science B, V 146: 83-96.

Lutz, A. I., 1987. Estudio anatómico de maderas terciarias del valle de Santa María (Catamarca- Tucumán), Argentina. FaCENA 7: 125-144.

Lutz, A. I. y Martínez, L. C. A. 2007. Nuevo género y especie de liana del Mioceno Superior (Formación Palo Pintado), provincia de Salta, Argentina. Ameghiniana 44: 205-213.

Malizzia, D. C., Strecker, M. Herbst, R. y Carrión, M. 1990. La Formación El Morterito (Neógeno de Sierras Pampeanas); características sedimentológicas y paleogeográficas. 3º Reunión Argentina de Sedimentología. Actas: 175-180.

Marshall, L. G. y Patterson, B. 1981. Geology and geochronology of mamad-bearing Tertiary of Valle de Santa María and río Corral Quemado, Catamarca province, Argentina. Feldiana, Geology, n.s., 9: 1-80.

Marshall, L. G., Buttler, R. F., Drake, R. E., Curtis, G. H. y Tedford, R. H. 1979. Calibration of the Great American Interchange. Science 204: 272-279.

Martinez, L. C. A 2009. *Prosopisinoxylon anciborae* nov. gen. et sp. (Leguminosae, Mimosoideae) from the Late Miocene Chiquimil Formation (Santa María Group), Catamarca, Argentina. Review of Palaeobotany and Palynology 158: 262-271.

Martinez, L. C. A. 2014. Fossil legume woods from the Late Miocene, Chiquimil Formation (Santa María Basin). Argentina Review of Palaeobotany and Palynology 201: 1-11.

Martinez, L. C. A. y R. Rodríguez Brizuela, 2011; *Gleditisioxylon riojana* nov. sp. en el Neógeno de Argentina sus relaciones paleoambientales y biogeográûcas. Geobios 44: 461-472.
Mautino, L. R. 2009. Resultados paleoambientales a partir del análisis palinológico de la Formación Chiquimil (Mioceno superior), provincia de Catamarca. XIV Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinologia. Publicacion especial Ameghiniana 46 (4): 130. Mar del Plata.
Mautino, L. R. 2010. Palinofloras de las Formaciones San José y Chiquimil (Mioceno Medio y Superior) Noroeste de Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas, Naturales y Agrimensura Universidad Nacional del Noreste, 402 pp. Corrientes.
Mautino, L. R. 2011. Palinología de las Formaciones San José y Chiquimil (Mioceno Medio y Superior) noroeste de Argentina. Especies nuevas. Revista Brasileira de Paleontología 14 (3): 279-290.
Mautino, L. R. y Anzótegui, L. M., 1998. Palinología de la Formación Chiquimil, en la localidad Vallecito (Mioceno superior). Parte 1: Esporas, especies nuevas. Ameghiniana 35: 227-233.
Mautino, L. R. y Anzótegui, L. M. 2000. Esporas del Mioceno y retrabajadas del Mesozoico en la Formación Chiquimil, Vallecito, Provincia de Catamarca. Ameghiniana 37: 13-22.
Mautino, L. R. y Anzótegui, L. M. 2002. Palinología de la Formación Chiquimil (Mioceno Superior) Vallecito, provincia de Catamarca. Parte 2. Polen. Ameghiniana 39: 257-270.
Mautino L. R. y Anzótegui, L. M. 2002a. Palinología de la Formación Chiquimil Mioceno Superior), Vallecito, provincia de Catamarca. Parte III. Polen. Ameghiniana. 39: 271-284.
Mautino, L. R. y Anzótegui, L. M. 2014. Novedades palinológicas de las formaciones San José y Chiquimil (Mioceno Medio y Tardío), noroeste de Argentina. Revista del Museo Argentino Ciencias Naturales, n.s. 16 (2): 143-16.
Mautino, R. L., Anzótegui, L. M. y Herbst, R. 1997. Análisis palinológico de la localidad Nacimientos de Abajo, Neógeno, en la Sierra de Hualfín, Departamento Belén, Catamarca, Argentina. Geociencias 2: 121-127.
Mautino, L. R., Cuadrado A. G. y Anzótegui, L. M. 2004. Novedades taxonómicas, diversidad y significado evolutivo del polen de Malvaceae en el terciario de Argentina. Revista Española de Micropaleontología. 36 (3): 467-483
Muruaga, C. 1998. Estratigrafia y Sedimentologia del Terciário Superior de la Sierra de Hualfin, entre las localidades de Villavil y San Fernando. Provincia de Catamarca. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales e IML Universidad Nacional de Tucumán, 269 pp. Tucumán.
Muruaga, C. M. 2001. Estratigrafía del Miembro El Jarillal (Formación Chiquimil, Mioceno Superior) Sierra de Hualfín, provincia de Catamarca. Acta Geológica Lilloana 18: 265-280.
Muruaga, C y Bossi, G. 1999. Evolución tectosemidentaria de los depósitos neógenos en el borde suroriental de la Puna, noroeste de la provincia de Catamarca. XIV Congreso Geológico Argentino. 1: 60.

Peirano, A. 1943. Algunos yacimientos de fósiles de la parte central del Valle de Santa María y del Valle del Cajón (provincias de Tucumán y Catamarca). Cuaderno Minería y Geología, Instituto de Minería y Geología, UNT, 3: 40-54.

Pujana, R. R., Martínez, L. C. A., García Massini, J. L., Di Iorio, O. y Penas Steinhardt, A. 2014. Legume (Mimosoideae) fossil woods from the late Miocene (Salicas Formation) of northwestern Argentina. Revista Brasileira de Paleontología 17 (3): 317-326.

Ramos, V. 1970. Estratigrafía y estructura del Terciario en la Sierra de Los Colorados (Provincia de La Rioja) República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25: 359-382.

Ramos, V., 1999. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina, 29: 651-682. Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales de Buenos Aires.

Riggs, E. S. y Patterson, B. 1939. Stratigraphy of Late Miocene and Pliocene deposits of the Province of Catamarca (Argentina) with notes on the faunas. Physis 14: 143-162.

Rodríguez Brizuela, R. 2005. Secuencias aluviales dominadas por variaciones hidrológicas: un particular caso en el Neógeno de la provincia de La Rioja Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino. Actas CD-ROM artículo 153.

Rodríguez Brizuela, R. y Tauber, A., 2006. Estratigrafía y mamíferos fósiles de la Formación Toro Negro (Neógeno) Departamento Vinchina, noroeste de la provincia de La Rioja. Ameghiniana 43: 257-272.

Robledo, J. M., L. C. Sarzetti y L. M. Anzótegui. 2015. Phytophagy on fossil ferns from Argentina (Palo Pintado Formation, late Miocene): a review of their fossil record and ichnotaxonomy. Revista Brasileira de Paleontologia 18 (2): 225-238.

Robledo, J. M., L. C. Sarzetti y Anzótegui, L. M. 2016. New records and ichnospecies of linear leaf mines from the late Miocene-Pliocene from Argentina and the establishment of leaf mining ichnotaxobases. Rivista Italiana di Paleontología e Stratigrafia 122 (3): 55-70.

Starck, D. y Anzótegui, L.M. 2001. The late climatic change persistence of a climatic signal through the orogenic stratigraphic record in northwestern of Argentina. Journal South American Earth 14: 763-774.

Strecker, M. R., Cerveny, P., Bloom, A. L. y Malizzia, D. 1989. Late Cenozoic tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26-28º S), Argentina. Tectonics 8: 517-534.

Sosic, M. V. J. 1973. Descripción de la Hoja Geológica 14e, Salar de Pipanaco. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 137: 1-47.

Tauber, A. A. 2005. Mamíferos fósiles y edad de la Formación Salicas (Mioceno tardío) de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. Ameghiniana 42: 443-460.

Turner, J. C. M, 1964. Descripción Geológica de la Hoja15 C Vinchina. Provincia de La Rioja. Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería 100: 1-81.

Turner, J. A. C. 1971. Descripción geológica de la hoja 15d, Famatima. Provincia de La Rioja. Buenos Aires, Dirección Nacional de Geología y Minería, 42 p. (Boletín 126).

Turner, J. C. M. 1973. Descripción geológica de la Hoja 11d, Laguna Blanca, provincia de Catamarca. (Carta Geológico-Económica de la República Argentina, escala 1:200.000). Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 142: 72 pp.

Vides, M. E. 2009. La sucesión Neógena aflorante entre Peñas Azules y Ovejería Chica en el valle del Cajón, Catamarca. Acta Geológica Lilloana 21 (2): 57-65.

Vides, M. E. y Bazán, C. A. 2004. La Aloformación Playa del Zorro, Quebrada del Totoral, Valle del Cajón, provincia de Catamarca. En: 10° Reunión Argentina de Sedimentología. Libro de Resúmenes: 172-174. San Luis.

Paleontología del Mioceno tardío de la región Noreste de Argentina

Diego Brandoni[1], Mariana Brea[1], Ernesto Brunetto[1], Juan M. Diederle[1], María J. Franco[1], Flávio Góis[1], Alicia Lutz[2], Jorge I. Noriega[1], Leandro M. Pérez[3], Gabriela I. Schmidt[1], Alejandro F. Zucol[1]

[1] Centro de Investigaciones Científicas y Transferencia de Tecnología a la Producción-Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CICYTTP-CONICET), Dr. Materi y España s/n, E3105BWA, Diamante, Entre Ríos, Argentina. dbrandoni@cicyttp.org.ar

[2] Centro de Ecología Aplicada del Litoral-Área de Paleontología – Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CECOAL-CONICET) Ruta 5, km 2,5 CC 128 (3400) y Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y Agrimensura, Universidad Nacional del Nordeste, Corrientes, Argentina.

[3] División Paleozoología Invertebrados, Museo de Ciencias Naturales de La Plata, Paseo del Bosque s/n, (B1900FWA) La Plata, Argentina. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

RESUMEN

Palabras clave:
Paleozoología
Paleobotánica
Formación Paraná
Formación Ituzaingó
Neógeno
Mesopotamia

Las principales unidades sedimentarias del Neógeno de la Mesopotamia argentina (Noreste de Argentina) afloran a lo largo de las barrancas del río Paraná, particularmente en la provincia de Entre Ríos. Estas unidades comprenden la Formación Paraná, de origen marino, y la Formación Ituzaingó, de origen fluvial. Desde el punto de vista paleontológico, estas unidades son portadoras de una alta diversidad de plantas, invertebrados y vertebrados. El objetivo de la presente contribución es brindar una síntesis actualizada del conocimiento sobre la geología, la paleontología y los paleoambientes depositacionales de la Formación Paraná y del miembro inferior de la Formación Ituzaingó, aflorantes en Entre Ríos.

ABSTRACT

Keywords:
Paleozoology
Paleobotanic
Paraná Formation
Ituzaingó Formation
Neogene
Mesopotamia

"Paleontology of the Late Miocene of the Northeast region of Argentina". The main Neogene sedimentary units from the Argentinean Mesopotamia (Northeastern Argentina) crop out along the cliffs of the Paraná River, particularly at the Entre Ríos Province. These units comprise the Paraná Formation, marine in origin, and the Ituzaingó Formation, fluvial in origin. From a paleontological point

of view, these units have yielded a great diversity of plants, invertebrates and vertebrates. The aim of this contribution is to update the knowledge on the geology, paleontology and depositional paleoenvironments of the Paraná Formation, and the lower member of the Ituzaingó Formation.

INTRODUCCIÓN

Las principales unidades sedimentarias marinas y continentales del Neógeno de la Mesopotamia argentina afloran a lo largo de las barrancas de la margen izquierda del río Paraná, particularmente en la provincia de Entre Ríos, así como en diversos ríos y arroyos tributarios. Dichas unidades comprenden la tradicionalmente reconocida Formación Paraná (Bravard, 1858), de origen marino, y la Formación Ituzaingó (De Alba, 1953), de origen fluvial, desarrollada con posterioridad a las fases regresivas del "Mar Paranense".

La Formación Paraná está constituida por sedimentos silicoclásticos con predominio de arenas y pelitas, como así también por una alta concentración de sedimentos bioclásticos formados por restos de organismos principalmente marinos en sus niveles cuspidales (Pérez, 2013a, 2013b). Sus afloramientos superficiales son de escaso espesor, saltuarios en distribución y caracterizados por una marcada cementación carbonática. La Formación Ituzaingó presenta una clara homogeneidad sedimentológica y mineralógica a lo largo de su extensa distribución y está compuesta por arenas cuarzosas finas a medianas de coloración amarillenta ocrácea a rojiza con neto predominio de estratificación diagonal e intercalaciones pelíticas (Iriondo y Rodríguez, 1973). Asimismo, niveles bien consolidados de gravas finas estratificadas, arenas seleccionadas y estratificadas y lentes pelíticos, conforman la base de la Formación Ituzaingó en la provincia de Entre Ríos (Brunetto *et al.*, 2013).

Desde el punto de vista paleontológico, estas unidades son portadoras de una alta diversidad de plantas, invertebrados y vertebrados (ver Brandoni y Noriega, 2013) que han sido objeto de estudio desde fines del siglo XIX.

El objetivo de la presente contribución es brindar una síntesis actualizada del conocimiento sobre la geología, paleontología y paleoambientes depositacionales de la Formación Paraná y del miembro inferior de la Formación Ituzaingó, aflorantes en Entre Ríos.

FORMACIÓN PARANÁ

Estratigrafía, edad, paleoambientes

En la provincia de Entre Ríos, la Formación Paraná se desarrolla en la cuenca Chaco-Paranaense, sobre el basamento ígneo-metamórfico del Complejo Buenos Aires, que yace en subsuelo a poca profundidad. Esta unidad es mayormente conocida

por los estudios de superficie, aunque por perforaciones se ha podido estimar un espesor de la unidad cercano a los 130 m (Aceñolaza, 2000: fig. 3). La composición sedimentaria de la unidad tiene un predominio de material silicoclástico (psamitas y pelitas) y hacia la parte superior de la columna estratigráfica, de niveles bioclásticos muy cementados que concentran la mayor parte del registro fósil.

El análisis de sus litofacies y sus asociaciones fósiles permite reconocer subambientes depositacionales que varían a lo largo de la sección estratigráfica entre las diferentes localidades. La sucesión sedimentaria de la unidad se expone en la base de las columnas aflorantes con una facies de limos laminados de "off shore", que se encuentran bien representadas en unas pocas localidades y se intercalan con finos niveles de limos. En estos estratos inferiores, la evidencia de la actividad de organismos infaunales y la esporádica aparición de restos de cetáceos indicarían condiciones de mar abierto propio del período de mayor inundación de la cuenca. En los segmentos suprayacentes de los sitios, se evidencia la caída del nivel del mar, con la aparición de facies con términos heterolíticos y arenas finas, las cuales sugieren una somerización en la cuenca. Estos niveles sedimentarios se observan en la mayoría de los afloramientos y marcan el paso de una zona de transición de mar abierto a una zona de "shore face" alto de mayor energía, ligada a la asociación faunística bentónica, característica de la franja litoral. Hacia el tope de las secciones, la aparición de niveles compactos conformados mayormente por bioclastos, producto de la destrucción de conchillas de organismos bentónicos, y arenas de granulometría media a gruesa mezclada con sedimentos terrígenos provenientes del continente, marcan la caída del nivel del mar y la somerización final en los depósitos de la cuenca. Estos estratos cuspidales forman niveles discretos en bancos lentiformes muy litificados producto de la disolución del carbonato de las valvas de moluscos, acumuladas por los agentes de transporte.

La distribución general de los estratos indicaría un cambio fundamental en las condiciones depositacionales en la cuenca, pasando de un momento de máxima inundación a una caída drástica del nivel del mar, que se registra claramente en los perfiles de las diferentes localidades. La mayor concentración de organismos en los niveles superiores de la unidad marcaría la retirada final del mar y el progresivo avance de los cursos fluviales en la dirección norte-sur, que fueron erosionando los estratos subyacentes; este proceso puede identificarse en el perfil de la localidad fosilífera Toma Vieja (Departamento Paraná, Entre Ríos), donde los canales fluviales de la Formación Ituzaingó socavan los niveles marinos inferiores de la Formación Paraná, redepositando los restos de invertebrados marinos junto a la fauna continental característica del "Conglomerado osífero" (=Miembro inferior de la Formación Ituzaingó; ver Brunetto *et al.*, 2013).

La edad de la Formación Paraná ha sido objeto de fuertes controversias desde los comienzos de su estudio, con disímiles opiniones que abarcan un amplio rango de tiempo, desde el Eoceno hasta el Plioceno (Philippi, 1893; Borchert, 1901). No obstante, la mayoría de los autores más recientes coinciden en que esta unidad fue originada durante el Mioceno, aunque discutiendo aún el momento preciso de este período (Ameghino, 1906; Frenguelli, 1920; Camacho, 1967; Aceñolaza, 1976; del Río, 1990, 1991; Cione *et al.*, 2000; Aceñolaza y Sprechmann, 2002; Martínez y del

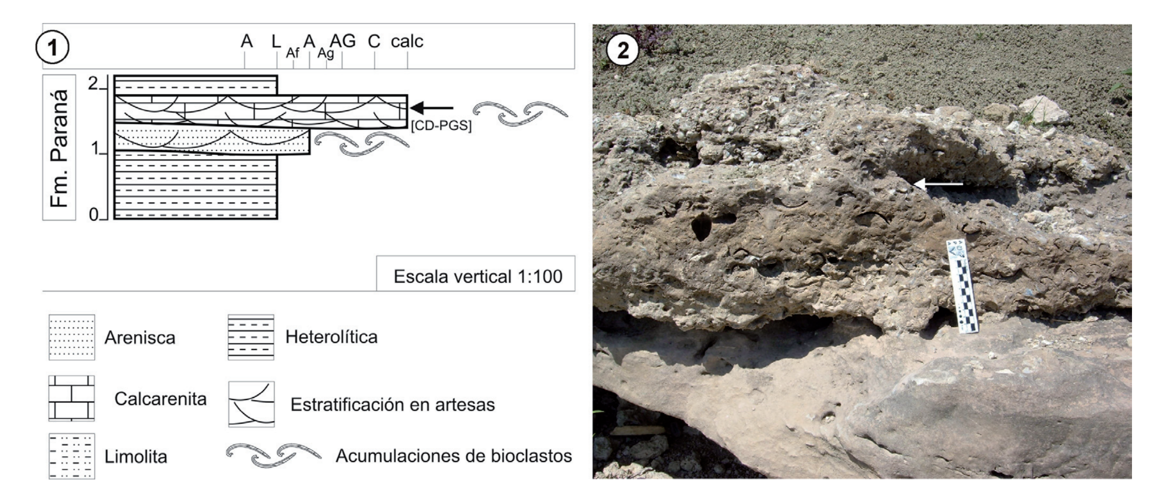


Figura 1. Formación Paraná. **1**) Columna estratigráfica de la localidad Punta Gorda Sur, Escala 1: 100. En el perfil se indica con una flecha el estrato donde fue recolectado el espécimen de *Leopecten oblongus* utilizado para la datación indirecta de la capa por la relación de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (modificado de Pérez, 2013a). **2**) Vista general de la sección en el sitio con el nivel bioclástico completamente expuesto (flecha).

Río, 2005). Los recientes análisis isotópicos ($^{87}Sr/^{86}Sr$) sobre bivalvos (*i.e*., *Leopecten oblongus*) realizados por Pérez (2013a, 2013b) apoyan la idea de una edad miocena tardía, al menos para el sector de la Formación Paraná expuesto en la localidad fosilífera de Punta Gorda Sur (Departamento Diamante, Entre Ríos; figura 1), arrojando un valor indirecto de alrededor de los 9,47 Ma (Tortoniano; Gradstein *et al*., 2012).

Paleobotánica

La Formación Paraná tiene una abundante paleoflora preservada en forma de palinomorfos (Gamerro, 1981; Anzótegui y Garralla, 1982, 1986; Garralla, 1989; Anzótegui, 1990), fitolitos (Zucol y Brea, 2000), impresiones foliares (Aceñolaza y Aceñolaza, 1996; Anzótegui y Aceñolaza, 2008) y leños permineralizados (Lutz, 1981; Brea *et al*., 2001, 2012; Franco y Brea, 2008). Síntesis de estos estudios se brindan en Brea y Zucol (2000, 2011), Zucol *et al*. (2004) y Brea *et al*. (2013a).

Los estudios paleopalinológicos fueron realizados por Gamerro (1981), Anzótegui y Garralla (1982, 1986), Garralla (1989) y Anzótegui (1990) sobre muestras de “cutting” provenientes de una perforación de YPF (*c*. 31°S, 62°O). Se describieron algas, briófitas, monilófitas, gimnospermas y angiospermas (tabla 1). A partir del estudio de estos registros se propusieron tres tipos principales de paleocomunidades: los bosques húmedos o ribereños (Polypodiaceae, Cyatheaceae, Aquifoliaceae, Euphorbiaceae, Myrtaceae, Sapindaceae), los bosques xerófilos (Anacardiaceae y Fabaceae) y la vegetación herbácea (Azollaceae, Haloragaceae, Poaceae, Asteraceae, Polygonaceae, Onagraceae y Amaranthaceae) que muestra la presencia de vegetación hidrófila vinculada a cuerpos de agua dulce. Las gimnospermas, con la presencia de *Araucaria* y *Podocarpus* conformaban bosques de altura que ocuparían áreas más distantes. Estas paleofloras se habrían desarrollado bajo un clima subtropical a tropical.

Tabla 1. Registro paleobotánico de la Formación Paraná.

Taxa	Afinidad	Tipo de resto	Referencia
Fungi			
Gelasinospora sp.		espora	Garralla, 1989
Monoporisporites sp.		espora	Garralla, 1989
Diporisporites sp. 1		espora	Garralla, 1989
Diporisporites sp. 2		espora	Garralla, 1989
Microthecium tipo 1		espora	Garralla, 1989
Dicellaesporites aculeatus Sheffy y Dilcher		espora	Garralla, 1989
Dicellaesporites sp. 4		espora	Garralla, 1989
Dicellaesporites sp. 5		espora	Garralla, 1989
Fusiformisporites pseudocrabii Elsik		espora	Garralla, 1989
Dyadosporonites sp. 5		espora	Garralla, 1989
Dinoflagellata			
Spiniferites sp.	*Spiniferites ramosus* var. *angustus* (Wetzel) Eisenack	cistos	Anzótegui y Garralla, 1986
Achomosphaera heterostylys (Heisecke) Stover y Evitt		cistos	Anzótegui y Garralla, 1986
Nematosphaeropsis cf. *balcombiana* Deflandre y Cookson		cistos	Anzótegui y Garralla, 1986
Tuberculodinium vancampoae (Ross.) Wall		cistos	Anzótegui y Garralla, 1986
Impagidinium dispertitum (Cook. y Eisenack) Stover y Evitt		cistos	Anzótegui y Garralla, 1986
Lingulodium cf. *machaerophorum* (Deflandre y Cook.) Wall		cistos	Anzótegui y Garralla, 1986
Lingulodinium strangulatum (Rosig.) Islam		cistos	Anzótegui y Garralla, 1986
Lingulodinium sp. 1		cistos	Anzótegui y Garralla, 1986
Lingulodinium sp. 2		cistos	Anzótegui y Garralla, 1986
Lingulodinium sp. 3		cistos	Anzótegui y Garralla, 1986
Tasmanites sp. 1		cistos	Anzótegui y Garralla, 1986
Tasmanites sp. 2		cistos	Anzótegui y Garralla, 1986
Tasmanites sp. 3		cistos	Anzótegui y Garralla, 1986
Tasmanites sp. 4		cistos	Anzótegui y Garralla, 1986
Mychrystridium? Sp.		cistos	Anzótegui y Garralla, 1986
Monilophyta			
Familia Blechnaceae			
Blechnum cf. *australe* L.	*Blechnum* L.	espora	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Cyatheaceae			
Alsophila villosa (Humbolt y Bonpland) Desvaux	*Alsophila* R.Br.	espora	Anzótegui y Garralla, 1986
Alsophila cf. *microdonta* Desvaux	*Alsophila* R.Br.	espora	Anzótegui y Garralla, 1986
Cyathidites cf. *minor* Couper	*Dicksonia sellowiana* Sod.	espora	Anzótegui y Garralla, 1986

Tabla 1 (cont.). Registro paleobotánico de la Formación Paraná.

Cyathea mettenii Karsten	*Cyathea* Smith	espora	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Dicksoniaceae			
Dicksonia sellowiana (Prel.) Hook	*Dicksonia sellowiana* (Prel.) Hook	espora	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Gleicheniaceae			
cf. *Hicriopteris laevissina* Erdtman	*Gleichenia polypodioides* (L.) Smith	espora	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Lophosoriaceae			
Lophosaria quadripinnata (Gnel.) C. Chr.	*Lophosaria quadripinnata* (Gnel.) C. Chr.	espora	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Lycopodiaceae			
Lycopodium sp.	*Lycopodium* sp.	espora	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Matoniaceae			
Matonisporites equiexinus Couper		espora	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Osmundaceae			
Osmunda claytonites Graham	*Osmunda* sp.	espora	Anzótegui y Garralla, 1986
Osmunda sp.	*Osmunda* sp.	espora	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Polipodiaceae			
Micrograma vaccinifolia (Langs. y Fisch) Cop.	*Micrograma vaccinifolia* (Langs. Et Fisch) Cop.	espora	Anzótegui y Garralla, 1986
Polypodiaceoisporites retirugatus Muller	*Botrychium austral* (Christ) Clausen	espora	Anzótegui y Garralla, 1986
Dennstaedtia sp.	*Dennstaedtia* sp.	espora	Anzótegui y Garralla, 1986
Anograma sp.	*Anograma* sp.	espora	Anzótegui y Garralla, 1986
Rugulatisporites sp.		espora	Anzótegui y Garralla, 1986
Laevigatosporites ovatus Wilson y Webster		espora	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Schizaeaceae			
Klukisporites cf. *pseudoreticulatus* Couper		espora	Anzótegui y Garralla, 1986
Anemia tomentosa (Sav.) Swartz	*Anemia tomentosa* (Sav.) Swartz	espora	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Azollaceae			
Azolla sp.	*Azolla* sp.	mácula	Anzótegui y Garralla, 1986
Incertae Sedis			
Polypodiaceoisporites sp.	Bryophyta?	espora	Anzótegui y Garralla, 1986
Leiotrilestes sp.			
Pinophyta			
Familia Araucariaceae			
Araucarites sp.	*Araucaria* sp.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Podocarpaceae			
Podocarpites sp. a	*Podocarpus* sp.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Podocarpites sp. b	*Podocarpus* sp.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Magnoliophyta			

Tabla 1 (cont.). Registro paleobotánico de la Formación Paraná.

Familia Lauraceae			
Ocotea sp.?	*Ocotea* sp.?	hojas	Aceñolaza y Aceñolaza, 1996 Anzótegui y Aceñolaza, 2006
Laurophyllum sp.		hojas	Anzótegui y Aceñolaza, 2006
Familia Amaranthaceae			
Pffafia sp.	*Pffafia* sp.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Chenopodicaceae			
Chenopodium sp.	*Chenopodium* L.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Chenopodipollis sp. 1		polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Chenopodipollis sp. 2		polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Polygoneaceae			
Polygonum sp.	*Polygonum messneiranum* C. y S. y *P. setaceum* Baldwin	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Malvaceae			
Sphaeralceae sp.	*Sphaeralceae australis* Speg. y *S. bonariensis* (Cav.) Gris.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Malvacipolloides densiechinata Anzótegui y Garralla	*Bastardia bivalvis* (Cav.) H.B.K, *Wissadula amplissima* R.E. Fries var. *typical* y *Leucanophora ecristata* (H. Gray) Krap.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Ulmaceae			
Celtis sp.	*Celtis* L.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Ericaceae			
Gaylussacia sp.	*Gaylussacia pseudogaulyheria* C. et s. y *G. brasiliensis* (Spreng.) Meissn.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Styracaceae			
Styrax sp.	*Styrax* L.	hojas	Anzótegui y Aceñolaza, 2006
Familia Euphorbiaceae			
Sapium cf. haematospermun Muell. Arg.	Sapium cf. haematospermun Muell. Arg.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Sebastiania Spreng.	*Sebastiania kloztkiana* (Muel.l Arg.) Muell. Arg. y *S. schottiana* Muell. Arg.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Leguminosae			
Subfamilia Mimosoideae			
Acacia sp. 1	*Acacia furcatispina* Burk. y *A. polyphyla* D.C.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Acacia sp. 2	*Acacia albicorticata* Burk.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Acacia sp. 3	*Acacia caven* (Mol.) Mol.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Anadenantheroxylon villaurquicense Brea, Aceñolaza y Zucol	*Anadenanthera colubrina* (Vell.) Brenan var. *cebil* (Griseb.)	leño	Brea et al., 2001
Piptadenioxylon paraexcelsa	*Parapiptadenia excelsa* (Griseb.) Burkart.	leño	Franco y Brea, 2008
Subfamilia Caesalpinioideae			
Entrerrioxylon victoriensis Lutz emend. Brea, Franco y Lutz	Tribu Detarieae s.l.	leño	Lutz, 1981; Brea et al. 2012

Tabla 1 (cont.). Registro paleobotánico de la Formación Paraná.

Familia Podostemaceae			
Podostemun type	aff *Podostemun* Michx.	fitolito	Zucol y Brea, 2000
Familia Halogaraceae			
Myriophyllum sp. 1	*Myriophyllum spicatum* L., *M. elatoides* Gaud. y *M. brasiliensis* Comb.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Myrtaceae			
Myrtaceidites sp. 1	*Campomanesia aurea* Berg.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Myrtaceidites sp. 2		polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Myrtaceidites sp. 3		polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Myrtaceidites sp. 4		polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Myrciophyllum sp.		hojas	Anzótegui y Aceñolaza, 2006
Familia Onagraceae			
Ludwigia sp.	*Ludwigia repens* L.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Proteaceae			
Proteacidites sp.		polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Aquifoliaceae			
Ilex sp.	*Ilex paraguariensis* Saint Hil	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Sapindaceae			
Sapindus cf. *saponaria* L.	*Sapindus saponaria* L.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Anacardiaceae			
Lithraea aff. *brasiliensis* March.	*Lithraea Brasiliensis* March.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Schinus sp.	Schinus L.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Schinus aff. terebinthifolius RADDI	Schinus L	hojas	Anzótegui y Aceñolaza, 2006
Astronium sp.	*Astronium balansae* Engl. y *Schinopsis balansae* Engl.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Astroniumxylon portmannii Brea, Aceñolaza y Zucol	*Astronium urundeuva* (Fr. Allem.) Engl.	leño	Brea *et al*., 2001
Astroniumxylon parabalansae Franco y Brea	*Astronium balansae* Engl.	leño	Franco y Brea, 2008
Familia Solanaceae			
Solanumxylon paranensis Franco y Brea	*Solanum auriculatum* Aiton	leño	Franco y Brea, 2008
Familia Malphigiaceae			
Jannusia sp.	*Jannusia guaranitica* (St. Hill) Juss. y *Heteropteris angustifolia* Griseb.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Umbelliferae			
Daucus cf. *pusillus* Mich.	*Daucus pusilus* Mich.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Compositae			
Ambrosia sp.	*Ambrosia tenuifolia* Spreng.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Bacharis sp.	*Bacharis* L.	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Familia Poaceae			

Tabla 1 (cont.). Registro paleobotánico de la Formación Paraná.

Gramínea tipo 1	Gramíneas	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Gramínea tipo 1	Gramíneas	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Gramínea tipo 1	Gramíneas	polen	Anzótegui y Garralla, 1986
Halterio panicoide	Gramíneas panicoides	fitolito	Zucol y Brea, 2000
Halterio stipoinde	Gramíneas estipoides	fitolito	Zucol y Brea, 2000
Elongados de contorno liso, denticulado y aserrado	Gramíneas	fitolito	Zucol y Brea, 2000
Flabelos	Gramíneas	fitolito	Zucol y Brea, 2000
Aguzados	Gramíneas	fitolito	Zucol y Brea, 2000
Prismáticos cortos de contorno liso	Gramíneas	fitolito	Zucol y Brea, 2000
Sillas de montar	Gramíneas chloridoides	fitolito	Zucol y Brea, 2000
Cono en forma de torre	Gramíneas arundinoideas	fitolito	Zucol y Brea, 2000
Familia Cyperaceae			
Cónicos	Ciperáceas	fitolito	Zucol y Brea, 2000
Familia Arecaceae			
Esféricos de superficie espinosa	*Trithrinax campestris* (Burmeist.) Drude y Griseb. y *Copernicia alba* Morong ex Morong y Britton	fitolito	Zucol y Brea, 2000

Las asociaciones fitolíticas halladas en la localidad de Puerto Alvear (Departamento Diamante) postulan la presencia de palmares asociados a gramíneas de tipo panicoide y ciperáceas que se habrían desarrollado bajo un clima tropical-subtropical y húmedo. Las estegmatas de las palmeras son afines con la tribu Corypheae, especialmente con la palma caranday (*Trithrinax campestris*) y la palma blanca (*Copernicia alba*), dos taxa que en la actualidad son representantes del Dominio Chaqueño (Zucol y Brea, 2000).

Compresiones foliares se encontraron en la localidad de Villa Urquiza (Departamento Paraná) y fueron asignadas a *Laurophyllum* y *Ocotea* (Lauraceae), *Myrciophyllum* (Myrtaceae), *Schinus* (Anacardiaceae) y *Styrax* (Styracaceae) (Aceñolaza y Aceñolaza, 1996; Anzótegui y Aceñolaza, 2008). Según estos autores, la presencia de mirtáceas, lauráceas y anacardiáceas indican condiciones climáticas más cálidas y húmedas que en el presente, y probablemente con una marcada estacionalidad climática, que permitió la existencia de Bosques Secos Estacionales Neotropicales (BSEN) *sensu* Prado (2000), también llamados “Seasonally Dry Tropical Forest” (SDTF) *sensu* Pennington *et al.* (2004).

Leños fósiles de Fabaceae, Anacardiaceae y Solanaceae (Lutz, 1981; Brea *et al.*, 2001, 2012; Franco y Brea, 2008; figura 2.1-3) fueron hallados en las localidades entrerrianas de Victoria, Toma Vieja y Villa Urquiza (tabla 1). Estos registros de leños fósiles afines a *Anadenanthera*, *Parapiptadenia*, *Astronium* y *Solanum* (tabla 1) a partir del Mioceno tardío en la Mesopotamia argentina amplían el área de distri-

bución florística y estarían indicando un clima más cálido y húmedo que el actual para esta región (Brea *et al*., 2013a: fig. 3). Estos elementos indicarían la existencia de bosques semi-deciduos húmedos a semi-secos.

La abundancia de leguminosas, anacardiáceas y palmeras desde el Mioceno y durante todo el Pleistoceno soportan la existencia de grandes áreas dominadas por bosques y sabanas arboladas respectivamente (Zucol y Brea, 2000; Brea *et al*., 2001, 2012; Franco y Brea, 2008).

En síntesis, las paleofloras miocénicas del Sudoeste de la Mesopotamia argentina demuestran la existencia de una heterogeneidad de ambientes y la presencia de

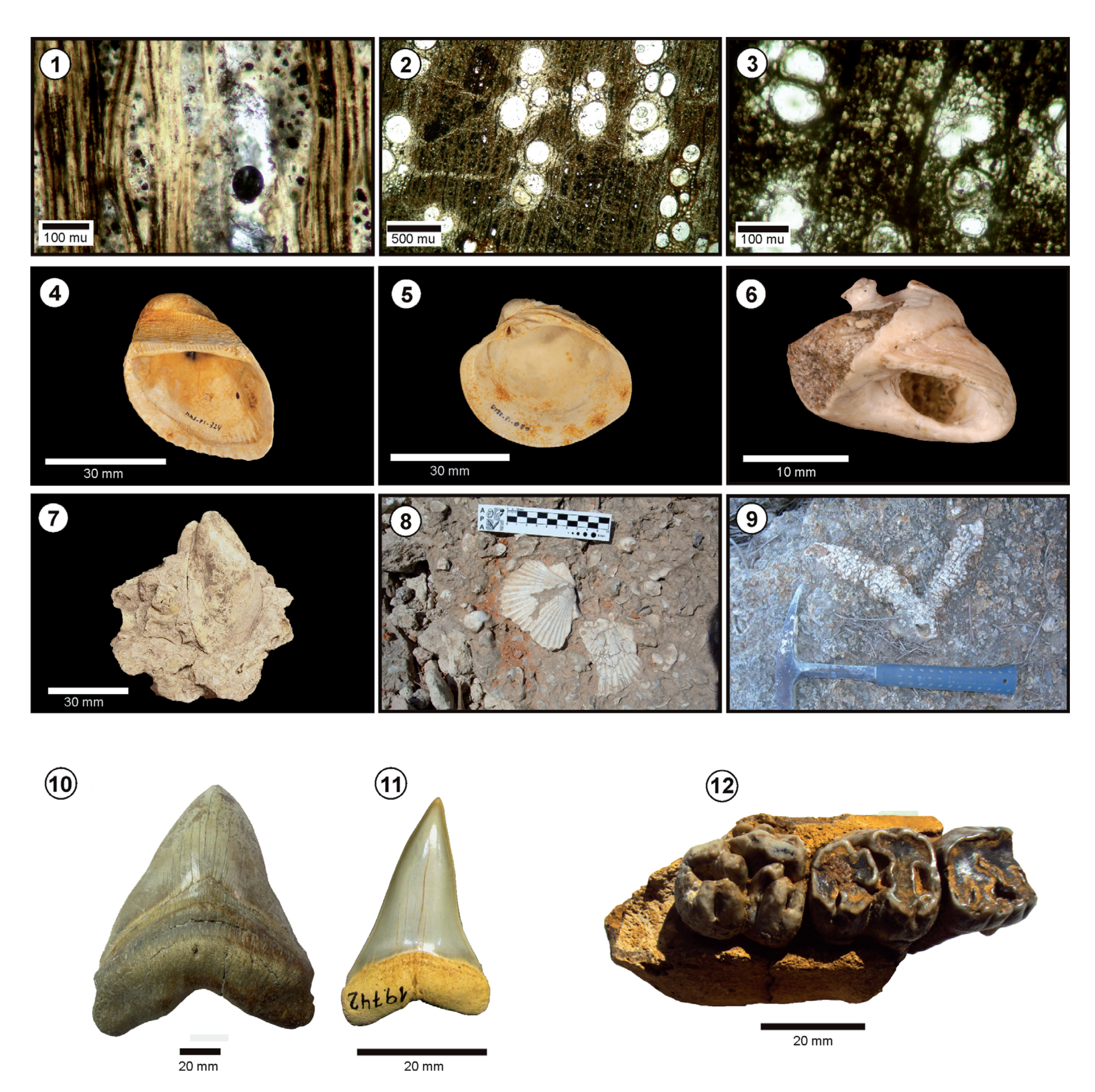


Figura 2. Fósiles de la Formación Paraná. 1, sección longitudinal tangencial de *Solanumxylon paranensis* (Solanaceae); 2, sección transversal de *Entrerrioxylon victoriensis* (Fabaceae); 3, sección transversal de *Piptadenioxylon paraexcelsa* (Fabaceae); 4, *Anadara bonplandiana* (Mollusca, Bivalvia); 5, *Chionopsis munsterii* (Mollusca, Bivalvia); 6, *Tegula* aff. *patagonica* (Mollusca, Gastropoda); 7, *Modiolus*? *platensis* (Mollusca, Bivalvia); 8, *Leopecten oblongus* (Mollusca, Bivalvia); 9, *Ophiomorpha nodosa* (Arthropoda, Malacostraca; isp.); 10, *Carcarocles megalodon* (Pisces, Chondrichthyes); 11, *Carcarocles plicatilis* (Pisces, Chondrichthyes) (modificado de Cione *et al*., 2013); 12, *Metaxytherium* sp. (Mammalia, Dugongidae).

diferentes tipos de comunidades vegetales. El clima en el cual se habrían desarrollado estas comunidades sería cálido con condiciones particulares que van de húmedo a semi-árido (Brea *et al*., 2013a).

Paleoinvertebrados

El registro de invertebrados neógenos de la Argentina reúne un gran número de especies, de las cuales sólo unas pocas provienen de la Formación Paraná. Las primeras menciones sobre la existencia de una asociación de organismos marinos presentes en los niveles de esta unidad fueron dadas a conocer hacia mediados del siglo XIX, a partir de especímenes recolectados por reconocidos exploradores europeos que llegaron a la zona. Hacia comienzos del siglo XX, nuevas colecciones fueron realizadas en la unidad, las cuales, junto a las de comienzos del siglo XIX, dieron origen a trabajos como los de del Río (1987, 1990, 1991, 1998, 2000), Martínez y del Río (2002a, 2002b, 2005), Muravchik *et al*. (2004), Pérez *et al*. (2010, 2011a, 2011b, 2011c, 2011d) y Pérez y Signorelli (2011), entre otros. En estos artículos predomina la clasificación taxonómica, en su mayoría sobre sistemática de moluscos, y en menor medida sobre asociación de macroinvertebrados y su distribución paleobiogeográfica.

La revisión más actualizada de los macroinvertebrados de la Formación Paraná permitió reconocer un número de taxones corpóreos (60) y de icnotaxones (7) que resulta en un total de 67 entidades reconocidas como válidas para la unidad (Pérez, 2013b; Pérez *et al*., 2013). Esta asociación de invertebrados se distribuye en siete *phyla*, entre los que se cuentan los poríferos, briozoos (Gymnolaemata y Stenolaeomata), braquiópodos, moluscos (Bivalvia y Gastropoda), anélidos, artrópodos (Malacostraca y Cirripedia) y equinodermos (figura 2.4-9).

La revisión de la literatura desde mediados del siglo XX reveló que algo más de 80 taxones habían sido reconocidos en la Formación Paraná por diferentes autores. De ellos, 35 corresponderían a los especímenes de procedencia dudosa analizados por Borchert (1901) (Pérez, 2013b). De los restantes taxones se aceptan como válidos sólo 35, los cuales incluyen 33 especies basadas en material tipo proveniente de la unidad, más dos especies definidas sobre material actual o proveniente de otras unidades pero reconocibles en la Formación Paraná (*i.e.*, *Crassostrea* cf. *rhizophorae* y *Ophiomorpha nodosa*). A este número se le adicionan 32 nuevos taxones reconocidos y descritos en el transcurso de nuevos trabajos iniciados desde el año 2001 (*Entobia* cf. *cateniformis*, *Cellaria* cf. *variabilis*, *Microporella* sp., *Schizoporella* sp., *Schizoporellidae* indet., *Schizosmittina* sp., *Cupuladria* sp., *Reticulipora*? sp., Cheilostomata indet., *Tubulipora* sp., *Leptichnus* isp., *Discinisca* sp., *Megayoldia*? sp., *Portlandia*? sp., *Polymesoda muravchiki*, *Mytilopsis* sp., *Pitar* aff. *laziarinus*, *Meretrix* sp., *Erodona doellojuradoi*, *Tegula* aff. *patagonica*, *Oichnus paraboloides*, *Heleobia* spp., Columbellidae? indet., *Trophon*? sp., *Semiserpula* sp., *Maeandropolydora* cf. *elegans*, *Polykladichnus* sp., Xanthidae indet., Geryonidae indet., *Chirona* cf. *amaryllis*, *Abertella* sp., *Ganthichnus pentax*), dando como resultado final los 67 taxones válidos para la Formación Paraná.

Paleovertebrados

La ictiofauna fósil de la Formación Paraná fue recientemente resumida en la contribución de Cione *et al.* (2013), la cual está constituida principalmente por peces marinos condrictios (figura 2.10-11) y teleósteos. Entre los condrictios, hay registros de tiburones odontaspídidos (*Carcharias* cf. *taurus*), carcarrínidos (*Carcharhinus*), escioliorrínidos (*Megascyliorhinus trelewensis*), heterodóntidos (*Heterodontus*), escuatínidos (*Squatina*), lámnidos (*Carcharodon*), otodóntidos (*Carcharocles megalodon*), hemigaleidos (*Hemipristis serra*), escuálidos (*Squalus*); así como también por batomorfos dasiátidos y miliobatoideos indeterminados, sumadas a algunas formas de agua dulce como los potamotrigónidos. Entre los teleósteos, se registran esciénidos, espáridos y áridos indeterminados (Frenguelli, 1920; Cione, 1978, 1988; Arratia y Cione, 1996; Cione *et al*., 2000, 2005, 2008, 2012, 2013; Lucífora *et al*., 2003).

En cuanto a los vertebrados tetrápodos de la Formación Paraná, las aves están representadas por *Phoenicopterus* (Phoenicoptheridae; Candela *et al*., 2012) y *Macranhinga paranensis* (Anhingidae; Diederle *et al*., 2012); en tanto que los mamíferos lo están por taxones marinos y continentales (Candela *et al*., 2012). Los cetáceos odontocetos están representados por delfines como *Pontistes rectifrons* y otra especie más pequeña indeterminada (Pontoporiidae) y cachalotes (Physeteroidea indet.; ver Pérez *et al*., 2011d). Los restos de cetáceos misticetos están referidos a las familias Balaenidae y Balaenopteridae (cf. *Balaenoptera* sp.), pero son indeterminables a niveles taxonómicos inferiores (Cozzuol, 1993, 1996; Cione *et al*., 2000). Entre los carnívoros pinnipedios, se reporta la presencia de la foca *Properyptychus argentinus* (Phocidae; Cozzuol, 2001; Soibelzon y Bond, 2013).

Otros aportes dan cuenta de la novedosa presencia de mamíferos continentales en la Formación Paraná (Cione *et al*., 2008; Candela *et al*., 2012). Entre ellos se destaca la presencia de *Scirrotherium* (Xenarthra, Cingulata), *Plesiacarechimys* (Rodentia, Octodontoidea), *Cardiatherium* (Rodentia, Hydrochoeridae) y Caviidae indet. (Rodentia) (Candela *et al*., 2012; Scillato-Yané *et al*., 2013). Materiales adicionales pertenecientes a sirenios Dugongidae (figura 2.12) de los géneros *Metaxytherium* y *Dioplotherium* fueron recientemente descriptos (Vélez-Juarbe *et al*., 2012).

FORMACIÓN ITUZAINGÓ

Estratigrafía, edad, paleoambientes

El nombre de Formación Ituzaingó, referido a los sedimentos continentales de origen fluvial desarrollados con posterioridad a las fases regresivas del “Mar Paranense”, fue propuesto por De Alba (1953) y desde entonces ha prevalecido en la literatura geológica y paleontológica (Iriondo y Rodríguez, 1973; Gentili y Rimoldi, 1979; Iriondo, 1980; Jalfin, 1988; Cione *et al*., 2000). Fue reemplazado en algunos casos por el de Formación Entre Ríos (Reig, 1957; Delupi de Bianchini y Bianchini, 1971; Russo *et al*., 1979) denominación que también ha sido utilizada

para referirse a los depósitos de ambientes de transición en las fases de regresión marina (Camacho, 1967; Russo *et al.*, 1979; Chebli *et al.*, 1999).

La Formación Ituzaingó fue objeto de fuertes controversias ya que distintos autores la incorporaron o la separaron de la subyacente Formación Paraná (Bravard, 1858), empleando criterios de carácter local sin contemplar definiciones regionales más abarcativas (Herbst, 2000). Esta situación generó ambigüedades nomenclaturales cuya historia está detalladamente expuesta en los trabajos de Aceñolaza (1976, 2000), Aceñolaza y Sayago (1980) y Herbst (2000), entre otros.

Los afloramientos de la Formación Ituzaingó se extienden desde las cercanías de la ciudad homónima en Corrientes hasta el norte de la ciudad de Paraná en Entre Ríos. La sección en la localidad tipo, situada en las cercanías de Ituzaingó, es reducida; pero sumada a las descripciones adicionales de perforaciones en el Rincón de Santa María y en la isla Apipé, resulta suficientemente representativa (Herbst, 2000).

En lo que respecta al registro fósil de vertebrados y maderas, éstos proceden principalmente de los niveles inferiores en la provincia de Entre Ríos (Noriega, 1995; Cione *et al.*, 2000; Brea y Zucol, 2007; Noriega y Agnolin, 2008; Franco, 2009; Brandoni, 2010, 2011); los vertebrados provienen, en especial, de los estratos basales informalmente conocidos como "Mesopotamiense" o "Conglomerados osíferos, arenas fluviales y medanosas" (Frenguelli, 1920: 80) (Miembro inferior en figura 3). Estos niveles, siempre asociados a la discordancia erosiva que los separa de la infrayacente Formación Paraná, afloran de manera discontinua sobre las barrancas del río Paraná desde la localidad de Pueblo Brugo al norte hasta las proximidades de la ciudad de Paraná al sur y en sus principales tributarios de la margen izquierda. Localidades fosilíferas como Curtiembre, arroyo Chapetón, La Celina, Villa Urquiza y Toma Vieja han aportado la mayoría de los especímenes colectados.

Los términos "Mesopotamiense" o "Conglomerado osífero" han sido usados en las cuatro últimas décadas casi indistintamente como sinónimos y muchas veces con un mero sentido litoestratigráfico (Pascual y Odreman Rivas, 1971; Marshall *et al.*, 1983; Noriega, 1995). Sin embargo, ambos términos estuvieron ligados desde su origen a diferentes conceptos crono y litoestratigráficos (Doering, 1882; Ameghino, 1883a, b, 1885, 1886; Frenguelli, 1920) que generaron ambigüedad en su uso. Cione *et al.* (2000) rechazaron la propuesta de Cozzuol (1993) de definir al "Mesopotamiense" formalmente como un Piso/Edad, consideraron inválido el término y propusieron adoptar el de "Conglomerado osífero" para referirse a la base de la Formación Ituzaingó.

La gran mayoría de las maderas fósiles descriptas para la Formación Ituzaingó provienen de niveles por encima (2 a 4 m) del "Conglomerado osífero" (Miembro inferior en figura 3) y fueron halladas en diversas localidades fosíliferas entre las que se destacan Toma Vieja, Curtiembre, Hernandarias y Pueblo Brugo (Franco, 2011).

En la provincia de Corrientes, donde se realizaron las principales observaciones sedimentológicas y de arquitecturas fluviales (Jalfin, 1988; Anis, *et al.*, 2005), se reportan espesores máximos de hasta 160 m para la Formación Ituzaingó (Herbst, 2000). Recientemente se obtuvieron datos geocronológicos provenientes de las terrazas del abanico fluvial correspondientes a esta Formación en Corrientes, los

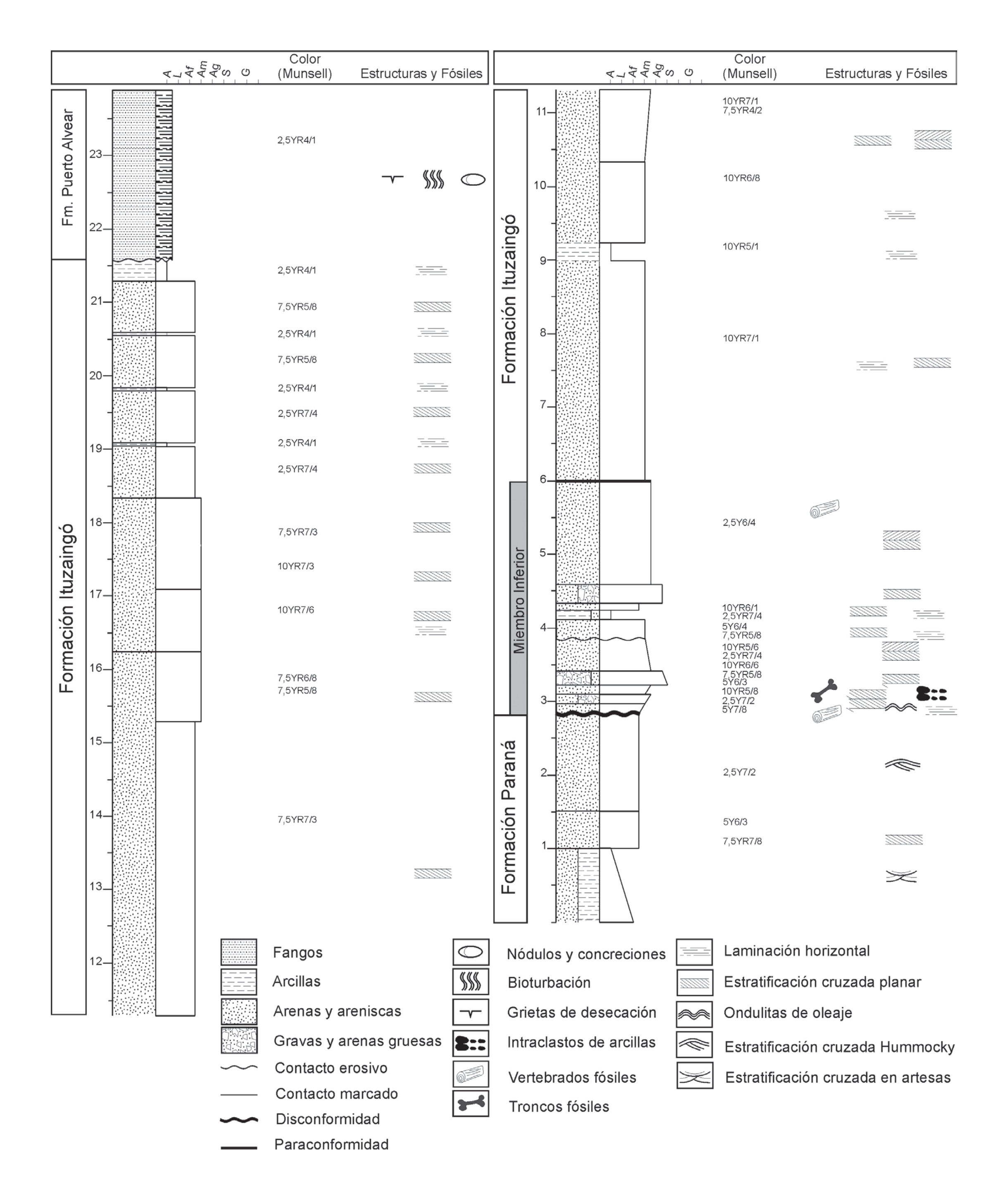


Figura 3. Perfil de la Formación Ituzaingó en Toma Vieja, Paraná, Entre Ríos (modificado de Brunetto *et al*., 2013).

cuales muestran que las secuencias que afloran en superficie no son más antiguas que Pleistoceno (Orfeo *et al*., 2014). En la provincia de Entre Ríos, en cambio, aflora sólo la base de esta unidad donde se registran los menores espesores (hasta 20 m). Los niveles de gravas finas estratificadas, arenas seleccionadas y estratificadas y lentes pelíticos (Miembro inferior en figura 3; Brunetto *et al*., 2013) corresponden al nivel Nº 3 (= “Mesopotamiense” = “Conglomerados osíferos, arenas fluviales y medanosas”) definido por Frenguelli (1920).

En estos depósitos basales (figura 4.1) se observan granulometrías más gruesas, menor selección de tamaños de partícula, mayor variabilidad de estructuras sedimentarias, un mayor grado de consolidación y presencia de fósiles. A su vez, es notable la discontinuidad en forma de paraconcordancia, situada en el tope de los niveles conglomerádicos y arenosos gruesos. En cambio, la columna superior de la Formación Ituzaingó en Entre Ríos puede ser caracterizada de manera simplificada como depósitos de arenas finas homogéneas, bien seleccionadas y menos consolidadas (figura 3). Estas evidencias litológicas y paleontológicas sugieren que existen diferencias significativas entre los depósitos basales y los cuspidales aflorantes en Entre Ríos. Por lo tanto, es posible diferenciar en la base un miembro inferior más antiguo que tiene el registro acotado a una extensa región de la provincia de Entre Ríos, entre las ciudades de Hernandarias y Paraná (Brunetto *et al*., 2013).

El afloramiento de unidades más antiguas en Entre Ríos ha sido explicado por razones tectónicas y estructurales (Brunetto *et al*., 2013). En un sector de la cuenca Chaco-Paranaense (en Corrientes) predominaría la subsidencia de largo plazo, la cual habría permitido la acumulación y preservación de potentes espesores de la Formación Ituzaingó, principalmente registrados en el subsuelo (hasta 160 m). Mientras que una tendencia al levantamiento en la región oeste de Ente Ríos podría ser responsable del afloramiento de unidades neógenas (Formación Paraná y columna inferior de la Formación Ituzaingó). El levantamiento regional ha sido invocado para explicar el desarrollo de hiatos erosivos en la sucesión sedimentaria (Brunetto *et al*., 2013).

La edad propuesta para el miembro inferior de la Formación Ituzaingó en Entre Ríos es Mioceno tardío, basada en evidencias biocronológicas aportadas por los mamíferos fósiles (Cione *et al*., 2000; Brandoni, 2013a) y por la posición estratigráfica de la unidad. Como fuera mencionado, el miembro inferior se encuentra suprayacente a los niveles de la Formación Paraná (figura 4.2; Brunetto *et al*., 2013) que poseen un fechado radiométrico próximo a 9,5 Ma (Pérez, 2013a, 2013b). La columna completa de Formación Ituzaingó aflorante en Entre Ríos es subyacente a la Formación Puerto General Alvear, de edad Plioceno (figura 4.3; Candela *et al*., 2007). Cabe destacar que Pérez (2013b) prefiere asociar la facies inferior de la columna estratigráfica del centro-norte de Entre Ríos (Toma Vieja) a la Formación Paraná. Dicho autor interpreta a los depósitos conglomerádicos de intraclastos (*i.e.*, "Conglomerado osífero") como relleno de canales fluviales asociados a un estuario, que podrían tratarse de depósitos similares a canales de marea, como se pueden observar en diversas zonas del litoral marino. No obstante ello, las diferentes interpretaciones sedimentológicas y litoestratigráficas en relación a estos niveles no representan contradicciones cronoestratigráficas para la sucesión del Mioceno tardío (Formación Paraná-Formación Ituzaingó) aflorante en Entre Ríos.

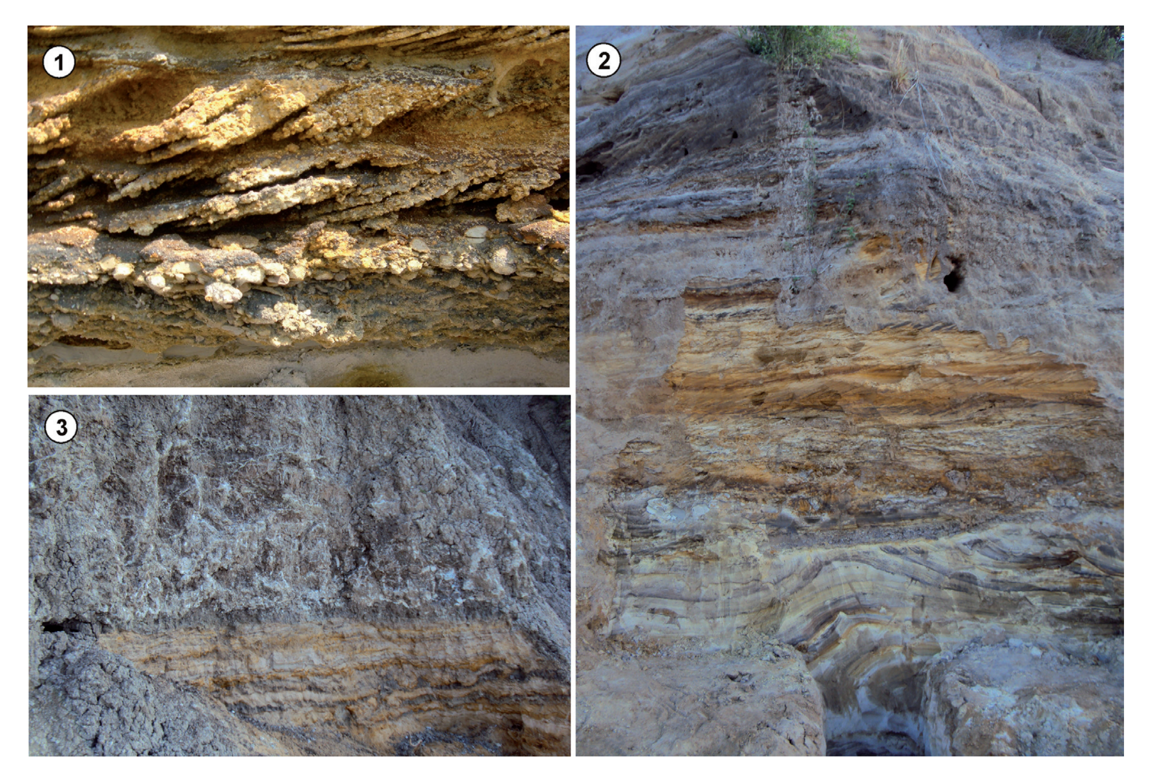


Figura 4. Detalle del perfil de la Formación Ituzaingó en Toma Vieja, Paraná, Entre Ríos (modificado de Brunetto *et al*., 2013). 1, arenas y gravas poco seleccionadas con estructura entrecruzada planar; 2, Miembro inferior de la Formación Ituzaingó en discordancia con los depósitos cuspidales de la Formación Paraná; 3, Contacto paraconcordante entre los depósitos cuspidales de la Formación Ituzaingó y los depósitos de la Formación Puerto General Alvear.

Paleobotánica

Los registros paleobotánicos en la Formación Ituzaingó en Entre Ríos se basan exclusivamente en leños (Lutz, 1979; Franco, 2009, 2010, 2011, 2012; Franco y Brea, 2009, 2010, 2013, 2015), estípites (Franco, 2014) y cañas fósiles (Brea y Zucol, 2007; Brea *et al*., 2013b), en general, con muy buena preservación (figura 5.1-3).

El estudio de numerosos leños fósiles (tabla 2) de la Formación Ituzaingó ha permitido identificar una gimnosperma afín a *Prumnopitys* (Podocarpaceae). Dentro de las angiospermas se reportan *Laurinoxylon* y *Curtiembreoxylon* (Lauraceae) y maderas afines a *Ruprechtia* (Polygonaceae), *Sorocea* (Moraceae), *Myrcia* y *Blepharocalyx* (Myrtaceae), *Roupala* (Proteaceae), *Maytenus* (Celastraceae) y *Balfourodendron* (Rutaceae). Las leguminosas y anacardiáceas son las mejor representadas en el registro, con géneros afines a *Microlobius*, *Parapiptadenia*, *Anaderanthera*, *Prosopis*, *Gleditsia*, *Astronium* y *Schinopsis* (Lutz, 1979; Franco, 2009, 2010, 2011, 2012; Franco y Brea, 2009, 2010, 2013, 2015). Dentro de las gramíneas se destaca la presencia de *Guadua* (Poaceae, Bambusoideae) (Brea y Zucol, 2007; Brea *et al*., 2013b).

Mediante el método del pariente actual más cercano se ha propuesto la existencia de una flora vinculada a los actuales Bosques Secos Estacionales Neotropicales, que se habría desarrollado bajo un clima tropical-subtropical, con una marcada estacionalidad climática y avalaría la hipótesis de que estos bosques tuvieron una

extensión más amplia en América del Sur durante el Mioceno. Los registros de leños fósiles de la Formación Ituzaingó del extremo más austral de la cuenca del río Paraná, muestra una rica flora vinculada a los BSEN más al sur de su distribución actual.

La presencia de Podocarpaceae (tabla 2) en la cuenca del río Paraná avala la existencia de gimnospermas durante el Cenozoico en la región litoral argentina (Franco y Brea, 2015).

Con respecto a los estípites, se han registrado dos ejemplares silicificados de palmeras pertenecientes a *Palmoxylon yuqueriense*, con afinidad a la subfamilia Coryphoidea y *Palmoxylon* sp. (tabla 2). Un aspecto llamativo en *Palmoxylon yuqueriense* es la preservación de almidones, simples o dos adyacentes fusionados, observados y confirmados bajo luz normal y polarizada. La presencia de estos ejemplares estaría indicando un clima tropical y subtropical (Franco, 2014).

La primer caña silicificada, *Guadua zuloagae*, fue estudiada por Brea y Zucol (2007), quienes realizaron una caracterización morfológica y anatómica (tabla 2). Este ejemplar, que presenta gran afinidad con la especie actual *Guadua angustifolia* fue recolectado en Toma Vieja. Posteriormente, se describió una nueva caña de Bambusoideae asignada a *Guadua morronei*, hallada en el Arroyo Espinillo (Brea *et al.*, 2013). Ambas cañas indicarían la existencia de *Guadua* desde el Mioceno y son una prueba más para apoyar la postura de que este género tuvo una distribución más amplia en el pasado que en la actualidad. Cañas petrificadas y fitolitos de Bambusoideae registrados desde el Mioceno indican que *Guadua* formaba parte del sotobosque en bosques subtropicales a tropicales a latitudes de 31°S (Brea y Zucol, 2007; Brea *et al.*, 2013b; Patterer, 2015).

Paleovertebrados

La ictiofauna de agua dulce de la Formación Ituzaingó incluye Siluriformes (Pimelodidae, Callichthyidae y Loricariidae) y Characiformes (Characidae, Serrasalmidae y Cynodontidae) (Cione *et al.*, 2013). Recientemente, Azpelicueta y Cione (2016) reportan la presencia de *Phractocephalus* (Pimelodidae) extendiendo la distribución del género hasta el sur de América del Sur. Los serrasálmidos incluyen a la especie viviente *Colossoma macropomum* (ver Cione *et al.*, 2005) y a *Megapiranha paranensis* (ver Cione *et al.*, 2009; figura 5.4).

Entre los reptiles predominan los cocodrilos (Alligatoridae y Gavialidae) y las tortugas (Chelidae y Testudinidae), aunque también se ha reportado la presencia del lagarto *Tupinambis* cf. *merianae* (Teiidae) (Cione *et al.*, 2000). Los alligatoroideos son asignados a diferentes taxones de Caimaninae (*Mourasuchus nativus*, *Caiman australis*, *C. latirostris*, *C. lutescens*, *C. gasparinae* y *C.* cf. *yacare*.) y a un Gavialoidea (*Gryposuchus neogaeus*) (Bona y Paulina Carabajal, 2013; Bona *et al.*, 2013; Bona y Barrios, 2015).

Las aves (figura 5.5-6) halladas en los niveles basales de esta Formación son indicativas de ambientes fluviales rodeados por selvas en galería, refugios de Anhingidae (*Macranhinga paranensis*, cf. *Giganhinga* sp., cf. *Anhinga minuta* y *M. ranzii*)

Tabla 2. Registro paleobotánico de la Formación Ituzaingó en la provincia de Entre Ríos (modificado de Brea y Zucol, 2011; Franco *et al*., 2013).

Taxa	Afinidad	Tipo de resto	Referencia
Pinophyta			
Familia Podocarpaceae			
Prumnopityoxylon gnaedingerae Franco y Brea	*Prumnopitys* Phil.	leño	Franco y Brea, 2015
Magnoliophyta			
Familia Lauraceae			
Laurinoxylon artabeae (Brea) Dupéron-Laudoueneix y Dupéron 2005 emend. Franco2012	*Ocotea* Aubl.	leño	Franco, 2012
Curtiembrexylon poledrii Franco 2012	*Beilschmiedia* Nees.	leño	Franco, 2012
Familia Polygoneaceae			
Género y especie nueva	*Ruprechtia* laxiflora Meisn.	leño	Franco, 2011
Familia Moraceae			
Soroceaxylon entrerriensis Franco 2010	*Sorocea* A. St.-Hil	leño	Franco, 2010
Familia Fabaceae			
Subfamilia Mimosoideae			
Microlobiusxylon paranaensis Franco y Brea 2010	*Microlobius* C. Presl.	leño	Franco y Brea, 2010
Menendoxylon vasallensis Lutz 1979	Parapiptadenia Brenan.	leño	Lutz, 1979; Franco, y Brea, 2013
Anadenantheroxylon villaurquicense Brea, Aceñolaza y Zucol 2001 emend. Franco y Brea 2013	*Anadenanthera colubrina* (Vell.) Brenan	leño	Franco y Brea, 2013
Prosopisinoxylon americanum Franco y Brea 2013	*Prosopis* L.	leño	Franco y Brea, 2013
Subfamilia Caesalpinioideae			
Gleditsioxylon paramorphoides Franco y Brea 2013	*Gleditsia amorphoides* (Griseb.) Taub.	leño	Franco y Brea, 2013
Familia Myrtaceae			
Uruguaianoxylon sp. nov.	*Myrcia hebepetala* DC.	leño	Franco, 2011
Uruguaianoxylon striata Bolzon y Cardoso Marchiori 2002	*Blepharocalyx salicifolius* (Kunth) O.Berg.	leño	Franco, 2011
Familia Proteaceae			
Scalarixylon sp. nov.	*Roupala* Aubl.	leño	Franco, 2011
Scalarixylon sp. nov.	*Roupala* Aubl.	leño	Franco, 2011
Género y especie *insertae sedis*		leño	Franco, 2011
Familia Celastraceae			
Género y especie nueva	*Maytenus* Molina	leño	Franco, 2011
Familia Anacardiaceae			
Astroniumxylon bonplandianum Franco	*Astronium urundeuva* Engl.	leño	Franco, 2009
Astroniumxylon parabalansae Franco y Brea	*Astronium balansae* Engl.	leño	Franco, 2009
Schinopsixylon heckii Lutz	*Schinopsis* Engl.	leño	Lutz, 1979; Franco, 2011
Género y especie insertae sedis		leño	Franco, 2011
Familia Rutaceae			
Género y especie nueva	*Balfourodendron riedelianum* (Engl.) Engl.	leño	Franco y Brea, 2009
Familia Poaceae			
Guadua zuloagae Brea y Zucol 2007	*Guadua angustifolia* Kunth.	caña	Brea y Zucol, 2007
Guadua morronei Brea, Zucol y Franco 2013	Guadua paraguayana Döll	caña	Brea *et al*., 2013
Familia Arecaceae			
Palmoxylon yuqueriense Lutz 1984	Coryphoideae	estípite	Franco, 2014
Palmoxylon sp.		estípite	Franco, 2014

y Ciconiidae (cf. *Ciconia* sp.) (Noriega y Agnolin, 2008; Diederle y Noriega, 2013). Diversos cuerpos lacustres y palustres asociados a los ríos, fueron hábitats ideales de Gruidae (género indet. afín a *Grus*), Anatidae (afines a *Mionetta* y *Anas*) y Palaelodidae (*Megapaloelodus*) y Phoenicopteridae (afín a *Phoenicopterus*) (Diederle y Noriega, 2013). Por otra parte, los Phoenicopteridae habrían también podido habitar zonas bajas costeras al mar con influencia de las mareas. En zonas más altas de tierra firme

prevalecieron los Phorusrhacidae (*Andalgalornis steulleti* y varios taxones de difícil asignación genérica; Noriega y Agnolin, 2008) y Rheidae (*Pterocnemia mesopotamica*; Agnolin y Noriega, 2012).

Entre los mamíferos (figura 5.7-10), los cetáceos misticetos continentales reportados en la Formación Ituzaingó incluyen al menos tres especies de Iniidae (*Ischyrorhynchus vanbenedeni*, *Saurocetes argentinus* y *S. gigas*; Cozzuol, 1993, 1996; Cione *et al.*, 2000). En tanto que los sirenios pertenecen a la familia Trichechidae y se conocen por *Ribodon limbatus* (ver Cione *et al.*, 2000).

Los Metatheria reconocidos para la Formación Ituzaingó en Entre Ríos se incluyen en los órdenes Didelphimorphia y Sparassodonta. Entre los primeros se destacan los didélfidos Didelphini (*Chironectes* sp. y *Philander entrerianus*; ver discusión sobre validez sistemática de este último taxón en Goin *et al.*, 2013) y un Zygolestini (*Zygolestes paranensis*). Las tres especies carnívoras de esparasodontes de mediano a gran tamaño incluyen a *Notictis ortizii* (Hathliacynidae), *Stylocynus paranensis* (ver discusión sobre su asignación familiar en Forasiepi, 2009) y *Thylacosmilus atrox* (Thylacosmilidae; ver Goin y Pascual, 1987; Forasiepi y Carlini, 2010).

En lo que respecta a los Xenarthra, los Cingulata comprenden tres familias: Dasypodidae, Pampatheriidae y Glyptodontidae. Hasta ahora, se reconocen un total de cinco especies de Dasypodidae, dos de Pampatheriidae y doce de Glyptodontidae (Scillato-Yané *et al.*, 2013). Entre los Dasypodidae se reconocen las especies *Dasypus neogaeus*, *Proeuphractus limpidus*, *Macroeuphractus retusus*, ?*Zaedyus* sp. indet. y *Chasicotatus spinozai*. Aunque poco diversos, los Pampatheriidae resultan relativamente frecuentes; se han reconocido dos géneros, cada uno con una especie, *Kraglievichia paranense* y *Scirrotherium carinatum*. Los Glyptodontidae están representados por doce especies: *Trachycalyptus? cingulatus*, *Palaehoplophorus antiquus*, *Protoglyptodon piriformis*, *Plohophorus paranensis*, *Urotherium interundatum*, *Eleutherocercus paranensis*, *Paraglyptodon paranensis*, *"Hoplophorus" verus*, *Chlamyphractus pressulus*, *Parahoplophorus paranensis*, *Pseudoeuryurus lelongianus* y *Berthawyleria* sp. (Scillato-Yané *et al.*, 2013). De las tres familias citadas, únicamente los Pampatheriidae se registran en la infrayacente Formación Paraná (*i.e.*, *Scirrotherium carinatum*; ver Candela *et al.*, 2012; Góis *et al.*, 2013).

Las revisiones más actuales sobre la sistemática de los xenartros Tardigrada de la Formación Ituzaingó (*e.g.*, Brandoni, 2006, 2010, 2011, 2013b; Brandoni y Scillato-Yané, 2007) han concluido que el número de especies es menor al considerado en trabajos previos (Cione *et al.*, 2000). No obstante, no resulta sencillo elucidar sinonimias entre taxones basados en material postcraneal y aquellos determinados a partir de restos craneanos o mandibulares, con lo cual aún resulta difícil establecer con precisión la diversidad del grupo. En lo referido a Megatheriinae (Megatheriidae), las especies válidas son *Promegatherium smaltatum*, *Pliomegatherium lelongi* y *Eomegatherium nanum*; además, se suma la presencia de *Pyramiodontherium* sp. Entre los Nothrotheriinae, se ha incluido *Pronothrotherium mirabilis* y *Neohapalops rothi*. Los Megalonychidae están representados por *Ortotherium laticurvatum*, *Pliomorphus mutilatus*, *Amphiocnus paranense*, *Torcellia paranense*, *Protomegalonyx doellojuradoi*, *Protomegalonyx praecursor*, *Megalonychops primigenius*, *Mesopotamocnus brevirostrum* y *Paranabradys vucetichae*. Las especies aún válidas de Mylodontidae Mylodontinae

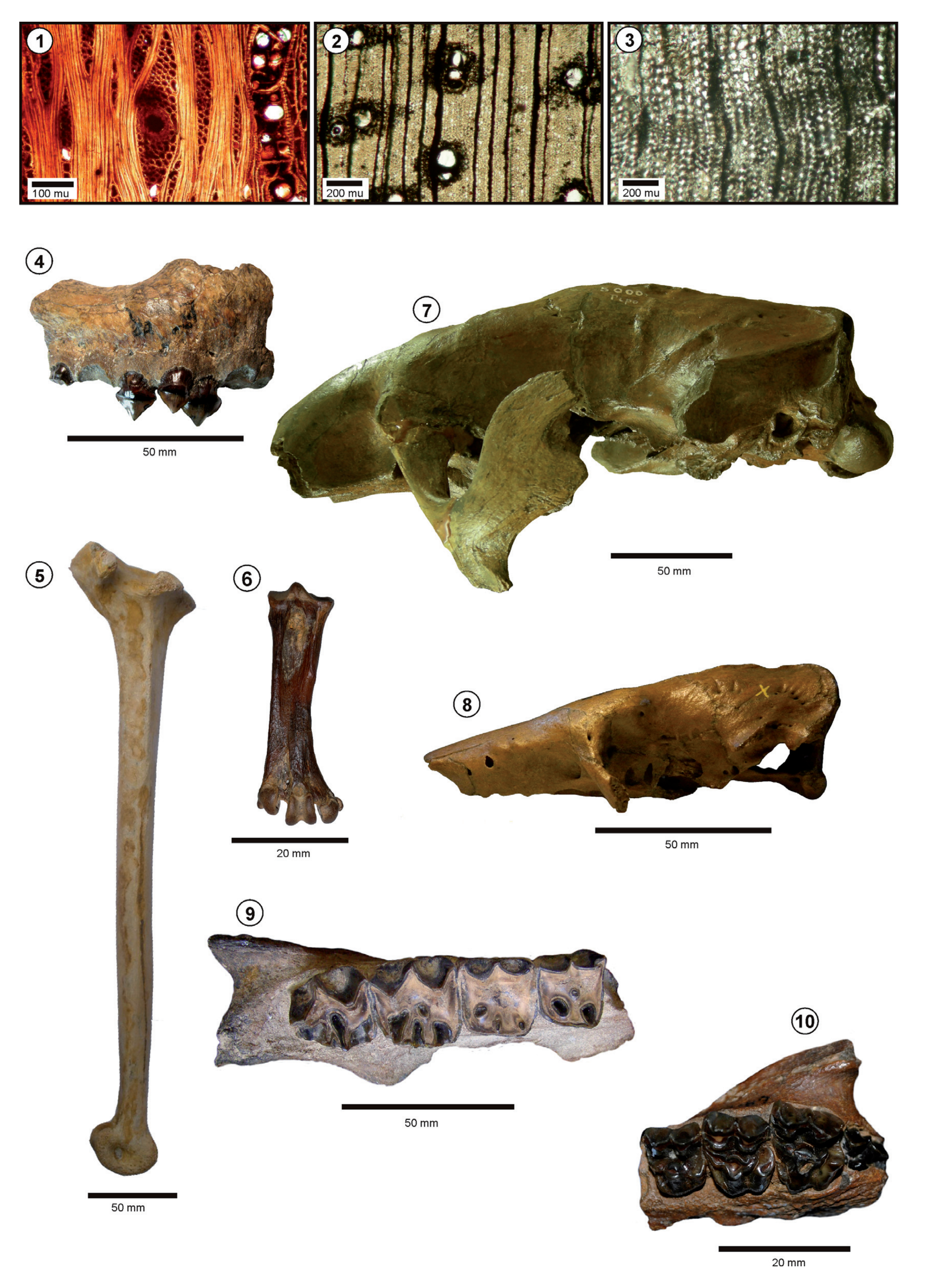


Figura 5. Fósiles de la Formación Ituzaingó. 1, sección longitudinal tangencial de *Astroniumxylon parabalansae* (Anacardiaceae); 2, sección transversal de *Anadenantheroxylon villaurquiense* (Fabaceae); 3, sección transversal de *Prumnopityoxylon gnaedingerae* (Podocarpaceae); 4, *Megapiranha paranensis* (Pisces, Osteichthyes); 5, *Pterocnemia mesopotamica* (Aves, Rheidae); 6, *Macranhinga paranensis* (Aves, Anhingidae); 7, *Pliomorphus mutilatus* (Mammalia, Tardigrada); 8, *Kraglievichia* cf. *paranensis* (Mammalia, Cingulata); 9, *Paranauchenia denticulata* (Mammalia, Macraucheniidae); 10, *Proterotherium cervioides* (Mammalia, Proterotheriidae).

son *Promylodon paranensis*, *Prolestodon paranensis*, *Prolestodon antiquus*, *Ranculcus scalabrinianus*, *Strabosodon acuticavus*, *Strabosodon obtusicavus*, *Sphenotherus zavaletianus* y *Megabradys darwini*; no obstante, es posible que la diversidad de Mylodontinae sea menor dado que muchas especies han sido determinadas sobre ejemplares muy fragmentarios que no presentarían caracteres diagnósticos. Además, se registra la presencia de *Octomylodon aversus* (Mylodontidae, Octomylodontinae).

Los ungulados nativos están registrados en esta Formación por dos órdenes con dos familias cada uno: Litopterna (Proterotheriidae y Macraucheniidae) y Notoungulata (Toxodontidae e Interatheriidae). Entre los Litopterna Proterotheriidae se reconocen las siguientes especies: *Brachytherium cuspidatum*, *Neobrachytherium ameghinoi*, *Proterotherium cervioides* y *Diadiaphorus eversus* (ver Schmidt, 2013, 2015). Dentro de la familia Macraucheniidae se registran *Scalabrinitherium bravardi*, *Oxyodontherium zeballosi*, *Paranauchenia denticulata*, *Promacrauchenia antiqua* y *Cullinia* sp. (Schmidt y Cerdeño, 2013). Entre los Notoungulata, la familia Toxodontidae (Toxodontia) está representada por varios géneros de Toxodontinae entre los que se cuenta *Dinotoxodon*, *Stenotephanos*, *Haplodontherium* y cf. *Pisanodon* (Schmidt, 2013) y se mantienen los representantes de la familia Interatheriidae (Typotheria): *Protypotherium antiquum* y *Munizia paranensis* (Cione *et al*., 2000; Schmidt y Cerdeño, 2013).

La presencia de varios grupos de ungulados nativos en esta región durante el Mioceno tardío (con adaptaciones a distintos ambientes y hábitos diferentes) da cuenta de una importante multiplicidad de nichos ecológicos. Así, es probable que los Macraucheniidae habitaran zonas abiertas con una alimentación de tipo pastador al igual que los Toxodontidae, aunque éstos se habrían relacionado, además, a ambientes acuáticos (Cione *et al.*, 2000). Los Proterotheriidae de esta época, en cambio, típicamente ramoneadores (Soria, 2001), junto a los Interatheriidae, estarían mejor adaptados a zonas húmedas y forestadas (Cione *et al.*, 2000; Soria, 2001; Schmidt, 2013).

Los roedores de la Formación Ituzaingó son altamente diversos, reconociéndose cuatro agrupaciones suprafamiliares en el infraorden Caviomorpha: Cavioidea, Erethizontoidea, Chinchilloidea y Octodontoidea, incluyendo 12 familias con representantes fósiles y vivientes (McKenna y Bell, 1997) y una completamente extinta (ver Nasif *et al.*, 2013). Se identifican miembros de cada una de estas superfamilias y de casi la totalidad de las familias reconocidas en el infraorden (*i.e.*, Hydrochoeridae, Dinomyidae, Erethizontidae, Echimyidae, Abrocomidae, Caviidae, Myocastoridae, Chinchillidae, Neoepiblemidae).

Los eretizóntidos están representados por *Paradoxomys cancrivorus*, único representante del género. Entre los dinómidos Potamarchinae, protohipsodontes de porte chico a mediano, se registra *Paranamys typicus*, *Potamarchus murinus* y *Potamarchus sigmodon*. Entre los Eumegamyinae, dinómidos euhipsodontes de tamaño mediano a gigantesco, se reporta el género *Gyriabrus*. De las ocho especies nominadas en este género (ver Mones, 1981), sólo dos se reconocen como válidas, *G. holmbergi* y *G. rebagliatti* (ver Nasif *et al.*, 2013). El género *Tetrastylus* ha sido considerado uno de los taxones más diversos de la familia, con ocho especies reconocidas tradicionalmente (Mones, 1981; McKenna y Bell, 1997). Sin embargo, el estudio reciente del género indica que la diversidad sería menor, reconociéndose como válida la especie tipo del

género, *T. laevigatus* (ver Nasif, 2009; Nasif *et al.*, 2013). Los dinómidos gigantescos están representados por *Carlesia pendolai*, *Eumegamys paranensis*, *Isostylomys laurillardi* y *Eumegamysops praependens* (ver Nasif, 2009; Nasif *et al.*, 2013). Entre los chinchíllidos, son reconocidas al menos dos especies incluidas en el subgénero *Lagostomus* (*Lagostomopsis*). Los equímidos se reconocen por "*Eumysops*" *parodii*, *Haplostropha scalabriniana*, *Myocastor paranensis*, *M. obesus*, *Strophostephanos jheringi* (ver Cione *et al.*, 2000; Nasif *et al.*, 2013). *Protabrocoma paranensis* es el único abrocómido registrado en la Formación Ituzaingó. Los neoepiblémidos representan la única familia extinta de caviomorfos con dos géneros reconocidos: *Neoepiblema* y *Phoberomys.* Los registros fósiles de Caviinae del NEA necesitan ser reevaluados, ya que la mayoría fueron descriptos sobre restos fragmentarios (Vucetich y Candela, 2001; Candela, 2005; Nasif *et al.*, 2013). Los hidroquéridos se conocen por una única especie de Cardiomyinae: *Cardiatherium paranense* (ver Vucetich *et al.*, 2005). Originalmente fueron descriptas tres especies de hidroquéridos de esta subfamilia: *C. multiplicatus*, *C. bravardi* y *C.* (*Lelongia*) *paranense*. Sin embargo, Vucetich *et al.* (2011) advirtieron que la diversidad del grupo podría estar sobreestimada.

El único carnívoro registrado es el prociónido *Cyonasua argentina* (ver Soibelzon y Bond, 2013); cuyo registro tiene importancia en interpretación cronológica del momento de depositación del "Conglomerado osífero" (Cione *et al*., 2000; Brandoni, 2013a)

De lo antedicho se desprende que el estudio de los vertebrados de la Formación Ituzaingó no es sencillo dado que los elementos óseos se presentan disociados, en muchos casos los fósiles son fragmentarios, lo que impide realizar óptimas comparaciones. Resulta difícil evaluar con precisión la diversidad taxonómica de esta paleofauna cuando no es posible referir restos postcraneanos a ejemplares determinados a partir de restos craneanos, mandibulares o dentarios.

CONSIDERACIONES FINALES

Como queda expresado, las principales unidades sedimentarias marinas (Formación Paraná) y continentales (Miembro inferior de la Formación Ituzaingó) del Neógeno de la Mesopotamia argentina afloran a lo largo de las barrancas del río Paraná, particularmente en la provincia de Entre Ríos. Dichas unidades dan cuenta de una alta diversidad de plantas, invertebrados y vertebrados fósiles motivo de estudio por parte de investigadores tanto de siglos pasados como del presente. Si bien mucho se ha avanzado en la comprensión de la diversidad, del paleoambiente y de los aspectos geológicos y geocronológicos involucrados, aún quedan algunos aspectos a resolver de los que se destacan: la profundización del análisis paleoambiental de los depósitos basales de la Formación Ituzaingó ("Conglomerado osífero") y su relación estratigráfica respecto de las formaciones Paraná e Ituzaingó; la diversidad de vertebrados fósiles en la Formación Paraná; la diversidad de vertebrados, en especial mamíferos, en la Formación Ituzaingó.

En este sentido, futuros trabajos de campo tendientes a recolectar nuevos ejemplares, así como el estudio de éstos, resultarán de suma importancia para establecer

con mayor exactitud la diversidad de la biota registrada en el Mioceno tardío de la provincia de Entre Ríos y las condiciones climáticas que prevalecieron en dicho período en la región.

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, F. G. 1976. Consideraciones bioestratigráficas sobre el Terciario marino de Paraná y alrededores. Acta Geológica Lilloana 13: 91-108.

Aceñolaza, F. G. 2000. La Formación Paraná (Mioceno medio): estratigrafía, distribución regional y unidades equivalentes. En: Aceñolaza, F.G. y Herbst, R. (Eds.), El Neógeno de Argentina. Serie Correlación Geológica 14: 9-28.

Aceñolaza, P. G. y Aceñolaza, G. F. 1996. Improntas foliares de una Lauraceae en la Formación Paraná (Mioceno superior), en Villa Urquiza, Entre Ríos. Ameghiniana 33: 155-159.

Aceñolaza, F. G. y Sayago, J. M. 1980. Análisis preliminar sobre la estratigrafía, morfodinámica y morfogénesis de la región de Villa Urquiza, provincia de Entre Ríos. Acta Geológica Lilloana 15: 139-154.

Aceñolaza, F. y Sprechmann, P. 2002. The Miocene marine transgression in the meridional Atlantic of South America. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen 225: 75-84.

Agnolin, F. L. y Noriega, J. I. 2012. Una nueva especie de ñandú (Aves: Rheidae) del Mioceno tardío de la Mesopotamia Argentina. Ameghiniana 49: 236-246.

Ameghino, F. 1883a. Sobre una colección de mamíferos fósiles del piso mesopotámico de la formación patagónica recogidos por el Prof. Pedro Scalabrini. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 5: 101-116.

Ameghino, F. 1883b. Sobre una nueva colección de mamíferos fósiles recogidos por el Profesor Pedro Scalabrini en las barrancas del Paraná. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 5: 257-306.

Ameghino, F. 1885. Nuevos restos de mamíferos fósiles Oligocenos recogidos por el Profesor Pedro Scalabrini y pertenecientes al Museo Provincial de la ciudad de Paraná. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 8: 5-207.

Ameghino, F. 1886. Contribuciones al conocimiento de los mamíferos fósiles de los terrenos terciarios antiguos del Paraná. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 9: 5-228.

Ameghino, F. 1906. Les formations sédimentaires du Crétacé superieur et du Tertiarie de Patagonie avec une parallele entre leurs faunes mammalogiques et celles de l'ancient continent. Anales del Museo Nacional de Historia Natural (3ra. Serie) 15: 1-568.

Anis, K. B., Georgieff, S. M., Rizo, G. E. y Orfeo, O. 2005. Arquitectura de la Formación Ituzaingó (Plioceno), una comparación con los depósitos del río Paraná, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas, 3: 147-154, La Plata.

Anzótegui, L. M. 1990. Estudio Palinológico de la Formación Paraná (Mioceno Superior) "Pozo Josefina", Provincia de Santa Fe, Argentina. II Parte: Paleocomunidades. Facena 9: 75-86.

Anzótegui, L. M. y Aceñolaza, P. G. 2008. Macrofloristic assemblage of the Paraná Formation Middle - Upper Miocene) in Entre Ríos (Argentina). Neues Jahrbuch fur Geologie und Paläontology 248: 159-170.

Anzótegui, L. M. y Garralla, S. S. 1982. Estudio palinológico de la Formación Paraná (Mioceno superior). I. Parte-Pozo "Josefina", provincia de Santa Fe, Argentina. III Congreso Argentino de Paleontología y Biostratigrafía, Resúmenes: 32, Corrientes.

Anzótegui, L. M. y Garralla, S. S. 1986. Estudio Palinológico de la Formación Paraná (Mioceno Superior) (Pozo "Josefina", Provincia de Santa Fe, Argentina). I Parte – Descripción Sistemática. Facena 6: 101-177.

Arratia, G. y Cione, A. L. 1996. The record of fossil fishes of Southern South America. München Geowissenschaft Abhandlungen 30: 9-72.

Azpelicueta, M. M. y Cione, A. L. 2016. A southern species of the tropical catfish genus *Phractocephalus* (Teleostei: Siluriformes) in the Miocene of South America. Journal of South American Earth Sciences 67: 221-230.

Bravard, A. 1858. Monografía de los terrenos terciarios del Paraná. (Reimpresión facsimilar) Imprenta del Congreso de la Nación, Buenos Aires, 1995, V-XII + 107 p.

Bona, P. y Barrios, F. 2015. The Alligatoroidea of Argentina: an update of its fossil record. Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina 15: 143-158.

Bona, P. y Paulina Carabajal, A. 2013. *Caiman gasparinae* sp. nov., a huge alligatorid (Caimaninae) from the late Miocene of Paraná, Argentina. Alcheringa 37: 1-12.

Bona, P., Riff, D. y Gasparini, Z. 2013. Los Alligatoridae del Mioceno Tardío de Argentina: el registro más austral de cocodrilos neógenos en América del Sur. En: Brandoni, D. y Noriega, J. I. (Eds.), El Neógeno de la Mesopotamia argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14: 84-96.

Borchert, A. 1901. Die Molluskenfauna und das Alter der Paraná- Stufe. En: von Steimann G. (Ed.), "Beiträge zur Geologie und Palaeontologie von Südamerika", IX. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie 14: 171-245 (apartado 14: 5-78).

Brandoni, D. 2006. A review of *Pliomegatherium* Kraglievich, 1930 (Xenarthra: Phyllophaga: Megatheriidae). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Monatshefte 4: 212-224.

Brandoni, D. 2010. On the systematics of *Ortotherium* Ameghino (Xenarthra, Tardigrada, Megalonychidae) from the "Conglomerado osífero" (late Miocene) of Argentina. Journal of Vertebrate Paleontology 30: 975-980.

Brandoni, D. 2011. The Megalonychidae (Xenarthra, Tardigrada) from the late Miocene of Entre Ríos Province, Argentina, with remarks on their systematics and biogeography. Geobios 44: 33-44.

Brandoni, D. 2013a. Los mamíferos continentales del "Mesopotamiense" (Mioceno Tardío) de Entre Ríos, Argentina. Diversidad, edad y paleobiogeografía. Brandoni, D. y Noriega, J.I. (Eds.), El Neógeno de la Mesopotamia argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14: 179-191.

Brandoni, D. 2013b. Los Tardigrada (Mammalia, Xenarthra) del Mioceno Tardío de Entre Ríos, Argentina. Brandoni, D. y Noriega, J.I. (Eds.), El Neógeno de la Mesopotamia argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14: 135-144.

Brandoni, D. y Scillato-Yané, G. J. 2007. Los Megatheriinae (Xenarthra, Tardigrada) del Terciario de Entre Ríos, Argentina: aspectos taxonómicos y sistemáticos. Ameghiniana 44: 427-434.

Brandoni, D. y Noriega, J. I. (Editores). 2013. El Neógeno de la Mesopotamia argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14, 221 pp.

Brea, M. y Zucol, A. F. 2000. Lignofloras del Cenozoico superior del Noreste argentino. En: Aceñolaza, F.G. y Herbst, R. (Eds.), El Neógeno de Argentina. Serie Correlación Geológica 14: 245-254.

Brea, M. y Zucol, A. F. 2007. *Guadua zuloagae* nov. sp., the first petrified bamboo bulm record from Ituzaingó Formation (Middle Pliocene), Paraná Basin, Argentina. Annals of Botany 100: 711-723.

Brea, M. y Zucol, A. F. 2011. The Paraná-Paraguay Basin: Geological and Paleoenviromental. En: Albert, J.S. y Roberto, E.R. (Eds.), Historical Biogeography of Neotropical Freshwater Fishes: 69-87. University of California Press.

Brea, M., Aceñolaza, P. G. y Zucol, A. F. 2001. Estudio paleoxilológico en la Formación Paraná, Entre Ríos, Argentina. XI Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 8: 7-17.

Brea, M., Franco, M. J. y Lutz, A. I. 2012. Redescription and reassignment of *Entrerrioxylon victoriensis* from the Upper Miocene, Paraná Formation, South America. Review of Palaeobotany and Palynology 185: 13-25.

Brea, M., Zucol, A. F. y Franco, M. J. 2013a. Paleoflora de la Formación Paraná (Mioceno tardío), cuenca Chaco-Paranense, Argentina. En: Brandoni, D. y Noriega, J.I. (Eds.), El Neógeno de la Mesopotamia argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14: 28-40

Brea, M., Zucol, A. F. y Franco, M. J. 2013b. A new Bambusoideae (Poaceae: Bambusoideae: Bambuseae: Guaduinae) from the Ituzaingó Formation (Pliocene–Pleistocene), Entre Ríos, Argentina. Review of Palaeobotany and Palynology 192: 1-9.

Brunetto, E., Noriega, J. I. y Brandoni, D. 2013. Sedimentología, estratigrafía y edad de la Formación Ituzaingó en la provincia de Entre Ríos, Argentina. Brandoni, D. y Noriega, J.I. (Eds.), El Neógeno de la Mesopotamia argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14: 13-27.

Camacho, H. H. 1967. Fascículo III. Invertebrados. En: Borrello, A.B. (Ed.), Paleontografía Bonaerense. Comisión de Investigación Científica (Buenos Aires), La Plata, 159 p.

Candela, A. M. 2005. Los roedores del "Mesopotamiense" (Mioceno tardío, Formación Ituzaingó) de la provincia de Entre Ríos (Argentina). En: Aceñolaza, F.G. (Ed.), Temas de la Biodiversidad del Litoral Fluvial Argentino II. Miscelánea 14: 37-48.

Candela, A. M., Noriega, J. I. y Reguero, M. A. 2007. The first Pliocene Mammals from the Northeast (Mesopotamia) of Argentina: Biostratigraphic and Paleoenvironmental significance. Journal of Vertebrate Paleontology 27: 476-483.

Candela, A. M., Bonini, R. y Noriega, J. I. 2012. First continental vertebrates from the marine Paraná Formation (Late Miocene, Mesopotamia, Argentina): Chronology, biogeography, and palaeonvironments. Geobios 45: 515-526.

Chebli, G., Mozetic, M., Rossello, E. y Bühler, M. 1999. Cuencas sedimentarias de la llanura Chacopampeana. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, Anales 29: 627-644.

Cione, A. L. 1978. Aportes paleoictiológicos al conocimiento de la evolución de las paleotemperaturas en el área austral de América del Sur durante el Cenozoico. Aspectos zoogeográficos y ecológicos conexos. Ameghiniana 15: 183”208.

Cione, A. L. 1988. Los peces de las formaciones marinas del Cenozoico de Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 588 pp. La Plata.

Cione, A.L., Azpelicueta, M.M., Bond, M., Carlini, A.A., Casciotta, J.R., Cozzuol, M.A., de la Fuente, M., Gasparini, Z., Goin, F.J., Noriega, J., Scillato-Yané, G.J., Soibelzon, L., Tonni, E.P., Verzi, D. y Vucetich, M.G. 2000. Miocene vertebrates from Entre Ríos province, eastern Argentina. En: F.G. Aceñolaza y R. Herbst (Eds.), El Neógeno de Argentina, Serie Correlación Geológica 14: 191-237.

Cione, A.L., Casciotta, J.R., Azpelicueta, M.M., Barla, M. y Cozzuol, M.A. 2005. Peces marinos y continentales del Mioceno del área mesopotámica argentina, procedencia estratigráfica y relaciones biogeográficas. Miscelánea INSUGEO 12: 49-64.

Cione, A. L., Cabrera, D. A. y Barla, M. J. 2012. Oldest record of the Great White Shark (Lamnidae, *Carcharodon*~ Miocene) in the Southern Atlantic. Geobios 45: 167-172.

Cione, A. L., Dahdul, W., Lundberg, J. y Machado-Allison, A. 2009. *Megapiranha paranensis*, a new genus and species of Serrasalmidae (Characidae, Teleostei) from the Upper Miocene of Argentina. Journal of Vertebrate Paleontology 29: 350-358.

Cione, A. L., Mennucci, J. A., Pérez, L. M. y Barla, M. J. 2008. *Megascyliorhinus trelewensis* (Neoselachi) in the upper Miocene of Paraná, central-eastern Argentina. En: Aceñolaza, F.G. (Ed.), Temas de la Biodiversidad del Litoral Fluvial Argentino III. Miscelánea 17: 41-48.

Cione, A. L., Cabrera, D. A., Azpelicueta, M. M., Casciotta, J. R. y Barla, M. J. 2013. Peces del Mioceno marino y continental en Entre Ríos, Oriente central de Argentina. En: Brandoni, D. y Noriega, J.I. (Eds.), El Neógeno de la Mesopotamia argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14: 71-83.

Cozzuol, M. A. 1993. Mamíferos Acuáticos del Mioceno Tardío de Argentina. Sistemática, Evolución y Biogeografía. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 148 pp. La Plata.

Cozzuol, M. A. 1996. The record of the aquatic mammals in Southern South Ame-

rica. En: Arratia, G. (Ed.), Contributions of Southern South America to Vertebrate Paleontology. Munchner Geowissenschafliche Abhandlungen 30: 321-342.

Cozzuol, M. A. 2001. A "Northern" seal from the Miocene of Argentina: Implications for Phocid Phylogeny and Biogeography. Journal of Vertebrate Paleontology 21: 415-421.

De Alba, E. 1953. Geología del Alto Paraná en relación con los trabajos de derrocamiento entre Ituzaingó y Posadas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 8: 129-161.

del Río, C. J. 1987. Revisión de la Familia Arcidae (Mollusca: Bivalvia) en el Mioceno de la Provincia de Entre Ríos-República Argentina. X Congreso Brasilero de Paleontologia. Actas 3: 479-493, Río de Janeiro.

del Río, C. J. 1990. Composición, origen y significado paleoclimático de la malacofauna "Entrerriense" (Mioceno medio) de la Argentina. Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales 42: 205-224.

del Río, C. J. 1991. Revisión sistemática de los bivalvos de la Formación Paraná (Mioceno medio) provincia de Entre Ríos-Argentina. Monografía de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales 7: 11-93.

del Río, C. J. 1998. Moluscos marinos Miocenos de la Argentina y del Uruguay. Monografía de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales 15: 160 p.

del Río, C. J. 2000. Malacofauna de las Formaciones Paraná y Puerto Madryn (Mioceno marino, Argentina): su origen, composición y significado bioestratigráfico. En: Aceñolaza, F.G. y Herbst, R. (Eds.), El Neógeno de Argentina. Serie Correlación Geológica 14: 77-101.

Delupi de Bianchini, L. H. y Bianchini, J. J. 1971. Revisión de los Proterotheriinae (Mammalia, Litopterna) del Mesopotamiense. Ameghiniana, 8: 1-24.

Diederle, J. M. y Noriega, J. I. 2013. Aves del Mioceno de la provincia de Entre Ríos, Argentina. Brandoni, D. y Noriega, J. I. (Eds.), El Neógeno de la Mesopotamia argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14: 97-108.

Diederle, J. M., Noriega, J. I. y Acosta Hospitaleche, C. 2012. Nuevos materiales de *Macranhinga paranensis* Noriega (Aves: Pelecaniformes: Anhingidae) del Mioceno de la provincia de Entre Ríos, Argentina. Revista Brasileira de Paleontologia 15: 203-210.

Doering, A. 1882. [Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la expedición al Río Negro. Geología. Buenos Aires, 299-530].

Forasiepi, A. M. 2009. Osteology of *Arctodictis sinclairi* (Mammalia, Metatheria, Sparassodonta) and phylogeny of Cenozoic metatherian carnivores from South America. Monografías del Museo Argentino de Ciencias Naturales, nueva serie 6: 1-174.

Forasiepi, A. M. y Carlini, A. A. 2010. A new thylacosmilid (Mammalia, Metatheria, Sparassodonta) from the Miocene of Patagonia, Argentina. Zootaxa 2552: 55-68.

Franco, M. J. 2009. Leños fósiles de Anacardiaceae en la Formación Ituzaingó (Plioceno), Toma Vieja, Paraná, Entre Ríos, Argentina. Ameghiniana 46: 587-604.

Franco, M. J. 2010. *Soroceaxylon entrerriensis* gen. *et* sp. nov. (Moraceae) de la Formación Ituzaingó (Plioceno-Pleistoceno), Cuenca del Río Paraná, Argentina. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 27: 508-519.

Franco, M. J. 2011. Estudios paleobotánicos de la Formación Ituzaingó (Plioceno-Pleistoceno), Cuenca del Río Paraná, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 368pp. Córdoba.

Franco, M. J. 2012. Maderas fósiles de Lauraceae de la Formación Ituzaingó (Plioceno–Pleistoceno), Cuenca del río Paraná, Argentina. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales 14: 307-324.

Franco, M. J. 2014. Estípites de Arecaceae de la Formación Ituzaingó (Plioceno–Pleistoceno), Entre Ríos, Argentina. Acta Geológica Lilloana 26: 14-29.

Franco, M. J. y Brea, M. 2008. Leños fósiles de la Formación Paraná (Mioceno medio), Toma Vieja, Paraná, Entre Ríos, Argentina: Registro de bosques secos mixtos. Ameghiniana 45: 699-718.

Franco, M. J. y Brea, M. 2009. Primer registro de leños fósiles de Moraceae y Rutaceae de la Formación Ituzaingó (Plioceno-Pleistoceno), Toma Vieja, Paraná, Argentina. IV Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Actas de trabajos, Resúmenes: 413, La Plata.

Franco, M. J. y Brea, M. 2010. *Microlobiusxylon paranaensis* gen. nov. *et* sp. nov. (Fabaceae-Mimosoideae) from the Pliocene- Pleistocene of Ituzaingó Formation, Paraná Basin, Argentina. Revista Brasileira de Paleontologia 13: 103-114.

Franco, M. J. y Brea, M. 2013. Leños fósiles de leguminosas de la Formación Ituzaingó, Entre Ríos, Argentina: Implicancias paleoecológicas y paleobiogeográficas. Ameghiniana 50: 167-191.

Franco, M. J. y Brea, M. 2015. First extra-Patagonian record of Podocarpaceae fossil wood in the Upper Cenozoic (Ituzaingó Formation) of Argentina. New Zealand Journal of Botany 53: 103-116.

Frenguelli, J. 1920. Contribución al conocimiento de la geología de Entre Ríos. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 24: 55-256.

Gamerro, J. C. 1981. *Azolla* y *Salvinia* (Pteridophyta Salviniales) en la Formación Paraná (Mioceno Superior), Santa Fe, Argentina. IV Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología. Resúmenes 3: 12-13, Corrientes.

Garralla, S. 1989. Palinomorfos (Fungi) de la Formación Paraná (Mioceno Superior) del Pozo Josefina, Provincia de Santa Fe, Argentina. Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral 20: 29-39.

Gentili, C. y Rimoldi, H. 1979. Mesopotamia. En: Turner, J.C. (Ed.), II Simposio de Geología Regional Argentina (Córdoba, 1976). Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 1: 185-223.

Goin F. J. y Pascual, R. 1987. News on the biology and taxonomy of the marsupials Thylacosmilidae (late Tertiary of Argentina). Anales de la Academia Argentina de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales 39: 219-246.

Goin, F. J., Noriega, J. I. y de los Reyes, M. 2013. Los Metatheria (Mammalia) del "Mesopotamiense" (Mioceno Tardío) de la provincia de Entre Ríos, Argentina, y una reconsideración de *Philander entrerianus* (Ameghino, 1899). En: Brandoni, D. y Noriega, J.I. (Eds.), El Neógeno de la Mesopotamia argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14: 109-117.

Góis, F., Scillato-Yané, G.J., Carlini, A.A. y Guilherme, E. 2013. A new species of *Scirrotherium* Edmund & Theodor, 1997 (Xenarthra, Cingulata, Pampatheriidae) from the late Miocene of South America. Alcheringa 37: 177-188.

Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitzs, M. y Ogg, G. 2012. The Geologic Time Scale 2012. Elsevier Science Ltd., p. 1-1176.

Herbst, R. 2000. La Formación Ituzaingó (Plioceno). Estratigrafía y distribución. En: Aceñolaza, F.G. y Herbst, R. (Eds.), El Neógeno de Argentina. Serie Correlación Geológica 14: 181-190.

Iriondo, M., 1980. El Cuaternario de Entre Ríos. Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral 11: 125-144.

Iriondo, M. H. y Rodríguez, E. D. 1973. Algunas características sedimentológicas de la Formación Ituzaingó entre La Paz y Pueblo Brugo (Entre Ríos). V Congreso Geológico Argentino. *Actas* 1: 317-331, Carlos Paz.

Jalfin, G. A. 1988. Formación Ituzaingó (Plio-Pleistoceno) en Empedrado, provincia de Corrientes: un paleorío arenoso entrelazado tipo Platte. II Reunión Argentina de Sedimentología. Actas: 130-134, Buenos Aires.

Lucífora, L. O., Cione, A. L., Menni, R. C. y Escalante, A. H. 2003. Tooth row counts, vicariance, and the distribution of the sand tiger shark, *Carcharias taurus*. Ecography 26: 567-572.

Lutz, A. I. 1979. Maderas de Angiospermas (Anacardiaceae y Leguminosae) del Plioceno de la Provincia de Entre Ríos, Argentina. Facena 3: 39-63.

Lutz, A. I. 1981. *Entrerrioxylon victoriensis* nov. gen. *et* sp. (Leguminosae) del Mioceno Superior (Fm. Paraná) de la prov. de Entre Ríos, Argentina. Facena 4: 21-29.

Marshall, L. G., Hoffstetter, R. y Pascual, R. 1983. Mammals and stratigraphy: geochronology of the continental mammal-bearing Tertiary of South America. Palaeovertebrata Mémoire Extraordinaire 1983: 1-93.

Martínez, S. A. y del Río, C.J. 2002a. Las provincias malacológicas miocenas y recientes del Atlántico sudoccidental. Anales de Biología 24: 121-130.

Martínez, S. A. y del Río, C. J. 2002b. Late Miocene Molluscs from the Southwestern Atlantic Ocean (Argentina and Uruguay): a paleobiogeographic analysis. Palaeogeography, Palaeoecology and Palaeoclimatology 188: 167-187.

Martínez, S. A. y del Río, C. J. 2005. Las ingresiones marinas del Neógeno en el sur de Entre Ríos (Argentina) y Litoral Oeste de Uruguay y su contenido malacológico. En: Aceñolaza, F.G. (Ed.), Temas de la Biodiversidad del Litoral fluvial argentino II. Miscelánea 14: 13-26.

McKenna, M. C. y Bell, S. K. 1997. Classification of Mammals above the species level. Columbia University Press, Nueva York, 631 p.

Mones, A. 1981. Sinopsis sistemática preliminar de la familia Dinomyidae (Mammalia: Rodentia. Caviomorpha). II Congreso Latino-Americano de Paleontología (Porto Alegre, 1981), Anais 2: 605-619.

Muravchik, M., Griffin, M. y Pérez, L. M. 2004. Bryozoans from the Paraná Formation (Miocene), in Entre Ríos Province, Argentina. Ameghiniana 41: 3-12.

Nasif, N.L. 2009. Los Dinomyidae (Rodentia, Caviomorpha) del Mioceno Superior del noroeste argentino. Su anatomía cráneo-dentaria. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales e IML, Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán, 362 p..

Nasif, N. L., Candela, A. M., Rasia, L., Madozzo Jaen, M. C. y Bonini. R. 2013. Actualización del conocimiento de los roedores del Mioceno Tardío de la Mesopotamia argentina: aspectos sistemáticos, evolutivos y paleobiogeográficos. En: Brandoni, D. y Noriega, J. I. (Eds.), El Neógeno de la Mesopotamia argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14: 153-169.

Noriega, J. I. 1995. The avifauna from the 'Mesopotamian' (Ituzaingó Formation; Upper Miocene) of Entre Ríos Province, Argentina. Courier Forchungsinstitut Senckenberg 181: 141-148.

Noriega, J. I. y Agnolin, F. L. 2008. El registro paleontológico de las aves del 'Mesopotamiense' (Formación Ituzaingó; Mioceno tardío-Plioceno) de la provincia de Entre Ríos, Argentina. En: Aceñolaza, F. G. (Ed.), Temas de la Biodiversidad del Litoral Fluvial Argentino III. Miscelánea 17: 123-142.

Orfeo, O., Colombo, F. y Neiff, J., 2014. Desplazamientos laterales del cauce del río Paraná en las cercanías de la ciudad de Corrientes (Argentina) durante el Cuaternario. Características y significado sedimentario. XVI Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 206.

Pascual, R. y Odreman Rivas, O. 1971. Evolución de las comunidades de vertebrados del Terciario argentino. Los aspectos paleozoogeográficos y paleoclimáticos relacionados. Ameghiniana 8: 372-412.

Patterer, N. I. 2015. Análisis fitolíticos de la Formación San Salvador (Plioceno-Pleistoceno) en la cuenca del río Uruguay, Entre Ríos, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 72: 332-334.

Pennington, R. T., Lavin, M., Prado, D. E., Pendry, C. A., Pell, S. K. y Butterworth, C. A. 2004. Historical climate change and speciation: neotropical seasonally dry forest plants show patterns of both Tertiary and Quaternary diversification. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B. Biological Sciences 359: 515-358.

Pérez, L. M. 2013a. Nuevo aporte al conocimiento de la edad de la Formación Paraná, Mioceno de la provincia de Entre Ríos, Argentina. En: Brandoni, D. y Noriega, J. I. (Eds.), El Neógeno de la Mesopotamia argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14: 7-12.

Pérez, L.M. 2013b. Sistemática, Tafonomía y Paleoecología de los Invertebrados de la Formación Paraná (Mioceno), provincia de Entre Ríos, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 403 pp. La Plata.

Pérez, L.M. y Signorelli, J.H. 2011. The genus *Mactra* (Linnaeus, 1767) in the Paraná Formation (late Miocene) of Entre Ríos province, Argentina. *Alcheringa* 35: 593-602.

Pérez, L. M, Genta Iturrería, S. F. y Griffin, M. 2010. Paleoecological and paleobiogeographic significance of two new species of bivalves in the Paraná Formation (late Miocene) of Entre Ríos province, Argentina. Malacologia 53: 61-76.

Pérez, L. M., Griffin, M. y Genta Iturrería, S. F. 2011a. Pectínidos de la Formación Paraná (Mioceno) Entre Ríos, Argentina. Serie Correlación Geológica 27: 77-101.

Pérez, L. M., Griffin, M. y Manceñido, M. O. 2011b. Hallazgo de bivalvos dreissenidos en el Mioceno de Argentina y su significación paleobiogeográfica. Reunión Anual de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina y Ciclo de Conferencias "Vida y Obra de Florentino Ameghino". Resúmenes: 46, Luján.

Pérez, L. M., Martínez, S. y Parma, S. G. 2011c. *Abertella* Durham, 1955 (Echinoidea: Scutellina) en la Formación Paraná (Mioceno Tardío). Reunión Anual de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina y Ciclo de Conferencias "Vida y Obra de Florentino Ameghino". Resúmenes: 46-47, Luján.

Pérez, L. M., Cione, A. L., Cozzuol, M. y Varela, A. N. 2011d. A sperm whale (Cetacea: Physeteroidea) from the Paraná Formation (late Miocene) of Entre Ríos, Argentina. Environment and Taphonomy. Ameghiniana 48: 648-654.

Philippi, R. A. von. 1893. Descripción de algunos fósiles Terciarios de la República Argentina. Anales del Museo Nacional de Chile, Tercera sección, Mineralogía, Geología, Paleontología 1893: 2-15.

Prado, D. E. 2000. Seasonally dry forest of tropical South America: from forgotten ecosystems to a new phytogeographic unit. Edinburgh Journal of Botany 57: 437-461.

Reig, O. A. 1957. Sobre la posición sistemática de *Zygolestes paranensis* Ameg. y de *Zygolestes entrerrianus* Amegh. con una reconsideración sobre la edad y la correlación del "Mesopotamiense". Holmbergia 5: 209-226.

Russo, A., Ferello, R. y Chebli, G. 1979. Llanura Chaco-pampeana. En J.C. Turner (Ed.), II Simposio de Geología Regional Argentina (Córdoba, 1976). Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 1: 139-183.

Schmidt, G. I. 2013. Litopterna y Notoungulata (Mammalia) de la Formación Ituzaingó (Mioceno tardío) de la provincia de Entre Ríos: Sistemática, Bioestratigrafía y Paleobiogeografía. Tesis doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 423 pp. La Plata.

Schmidt, G. I. 2015. Actualización sistemática y filogenia de los Proterotheriidae (Mammalia, Litopterna) del "Mesopotamiense" (Mioceno tardío) de Entre Ríos, Argentina. Revista Brasileira de Paleontologia 18: 521-546.

Schmidt, G. I. y Cerdeño, E. 2013. Los ungulados nativos (Litopterna y Notoungulata: Mammalia) del "Mesopotamiense" (Mioceno tardío) de Entre Ríos. En: Brandoni, D. y Noriega, J. I. (Eds.), El Neógeno de la Mesopotamia argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14:145-152.

Scillato-Yané, G. J., Góis, F., Zurita, A. E., Carlini, A. A., González Ruiz, L. R., Krmpotic, C. M., Oliva, C. y Zamorano, M. 2013. Los Cingulata (Mammalia, Xenarthra) del "Conglomerado osífero" (Mioceno Tardío) de la Formación Ituzaingó de Entre Ríos, Argentina. En: Brandoni, D. y Noriega, J. I. (Eds.), El

Neógeno de la Mesopotamia argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14: 118-134.
Soibelzon, L. H. y Bond, M. 2013. Revisión de los carnívoros (Mammalia, Carnivora) acuáticos y continentales del mioceno de la Mesopotamia argentina. En: Brandoni, D. y Noriega, J. I. (Eds.), El Neógeno de la Mesopotamia argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14: 170-178.
Soria, M. F. 2001. Los Proterotheriidae (Litopterna, Mammalia), sistemática, origen y filogenia. Monografías del Museo Argentino de Ciencias Naturales 1: 1-167.
Vélez-Juarbe, J., Noriega, J. I. y Ferrero, B. S. 2012. Fossil Dugongidae (Mammalia, Sirenia) from the Paraná Formation (Late Miocene) of Entre Ríos Province, Argentina. Ameghiniana 49: 585-593.
Vucetich, M. G. y Candela, A. M. 2001. *Paradoxomys cancrivorus* Ameghino, 1885 (Rodentia, Hystricognathi, Erethizontidae): the first porcupine from the "Mesopotamiense" (late Miocene). Ameghiniana 38: 147-150.
Vucetich, M. G., Deschamps, C. M., Morgan, C. C. y Forasiepi, A. M. 2011. A new species of Cardiomyinae (Rodentia, Hydrochoeridae) from western Argentina. Its age and considerations on ontogeny and diversity of the subfamily. Ameghiniana 48: 556-567.
Vucetich, M. G., Deschamps, C. M., Olivares, A. I. y Dozo, M. T. 2005. Capybaras, size, shape and time: a model kit. Acta Palaeontologica Polonica 50: 259-272.
Zucol, A. F. y Brea, M. 2000. Análisis fitolítico de la Formación Paraná en la Provincia de Entre Ríos. En: Aceñolaza, F. G. y Herbst, R. (Eds.), El Neógeno de Argentina. Serie de Correlación Geológica 14: 67-76.
Zucol, A. F., Brea, M., Lutz, A. y Anzótegui, L. 2004. Aportes al conocimiento de la paleobiodiversidad del Cenozoico superior del Litoral argentino: Estudios paleflorísticos. En: Aceñolaza, F. G. (Ed.), Temas de la Biodiversidad del Litoral Fluvial Argentino. Miscelánea 12: 91-102.

Estratigrafía, paleontología y paleoambiente del Mioceno tardío en las cuencas central y oriental de San Luis

Jorge O. Chiesa[1], Alberto C. Basaez[1,2], Natalia P. Lucero[1]

[1] Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, Ejército de los Andes 950, (5700) San Luis, chiesa@unsl.edu.ar, nalucero@gmail.com
[2] CCT-San Luis, Conicet, Almirante Brown 907, (5700) San Luis, acbasaez@gmail.com

RESUMEN

Palabras clave:
San Luis
Mioceno tardío
Estratigrafía
Paleontología
Paleoambiente

Se describen las sedimentitas correspondientes a la Formación Las Mulitas (Flores, 1969) y la Formación Río Quinto (Santa Cruz, 1979), cuyos estratos basales se asignan al Mioceno tardío de acuerdo a las correlaciones paleofaunísticas a partir de las descripciones de los restos fósiles realizadas por Bordas (1934, 1941), Rusconi (1936), Pascual (1954) y Francis (1965) sobre hallazgos en la cuenca de Beazley, y por Prado *et al*. (1998), Cerdeño *et al*. (2008) y Chiesa *et al*. (2011a, 2011b) en la cuenca del Río Quinto, próximo al piedemonte de la sierra de San Luis. Dichas sucesiones se desarrollaron en un paleoambiente de planicie aluvial pedemontana, parcialmente vegetada, con corrientes fluviales variada energía, que en los niveles basales demuestran alta energía al haber transportado material detrítico grueso, y posteriormente, reducir su capacidad de carga, considerando que en los estratos medios y superiores de las sucesiones dominan los depósitos de sistema fluvial entrelazado y meandriformes, con extendidas planicie de inundación. En los estratos basales es abundante el contenido de carbonato y yeso, tanto en láminas como rosetas y nódulos. La asociación fosilífera de la Formación Río Quinto, integrada por distintas especies de las familias Macraucheniidae, Mesotheriidae, Hegetotheriidae, Caviidae, Chinchillidae, Octodontidae, Dasypodidae y Glyptodontidae, con un correcto análisis estratigráfico, nos permite sostener que la evolución de los depósitos corresponde al intervalo Mioceno tardío a Plioceno medio, vinculado a los Piso/Edad Huayqueriense, Montehermosense y Chapadmalalense.

ABSTRACT

Palabras clave:
San Luis
Late Miocene
Stratigraphy
Paleontology
Paleoenvironment

“Stratigraphy, paleontology and paleoenvironment of the late Miocene in river basins of the central and eastern San Luis”. This paper describes sedimentites corresponding to Las Mulitas Formation (Flores, 1969) and Río Quinto Formation (Santa Cruz, 1979), whose basal layers are assigned to the Late Miocene according to paleofaunistic correlations from descriptions of fossil remains made by Bordas (1934, 1941), Rusconi (1936), Pascual (1954) and Francis (1965) on findings in Beazley river basin, and by Prado *et al.*(1998), Cerdeño *et al.* (2008) and Chiesa *et al.* (2011a, 2011b) in Río Quinto river basin, in the foothill areas of Sierra de San Luis.The aforementioned successions are developed in a paleoenvironment of foothill alluvial plain, partially vegetated, with varied-energy river currents, which in the basal levels show high energy after having carried thick detrital material, and subsequently, having reduced its load capacity, considering that in medium and upper layers of successions, deposits of interlacing and meandering streams with extensive floodplains are dominant. Basal layers are abundant in carbonate and gypsum contents, both in plates and rosettes and nodules. Río Quinto Formation fossil association, integrated by different species of Macraucheniidae, Mesotheriidae, Hegetotheriidae, Caviidae, Chinchillidae, Octodontidae, Dasypodidae and Glyptodontidae families, with an appropriate stratigraphic analysis, allows us to assert that the evolution of deposits corresponds to the period between the Late Miocene and the Middle Pliocene, linked to the Huayqueriense, Montehermosense and Chapadmalalense Stages/Ages.

INTRODUCCIÓN

Las primeras investigaciones con novedosos aportes sobre el Neógeno sedimentario de San Luis corresponden a relevamientos geológicos realizados por Bodenbender (1911), Gerth (1914), Frenguelli (1931), Kittl (1932), Tapia y Rigal (1933), Biondi (1937, 1938), Pastore y Ruiz Huidobro (1952), Muset (1952), Guiñazú (1962), Sosic (1964), Lippman (1966), Rossi (1966), Flores (1969, 1979), Methol (1971), Flores y Criado Roque (1972), Santa Cruz (1979), González (1981), Di Paola y Rivarola (1992), Di Paola (1994), Sozzi *et al.* (1995) y Chiesa *et al.* (2011a, 2011b).

Interesantes aportes paleontológicos fueron dados a conocer por Bordas (1934, 1941), Rusconi (1936), Pascual (1954) y Francis (1965), cuyas interpretaciones fueron discutidas por Pascual y Bondesio (1981). Últimamente, Prado *et al.* (1998), Cerdeño *et al.* (2008) y Chiesa *et al.* (2011a, 2011b) producen nuevos y abundantes hallazgos.

Una destacada recopilación de los antecedentes y actualización de la información geológica del Cenozoico de San Luis es dada a conocer por Pascual y Bondesio (1981) y Costa *et al.* (1997, 1999, 2001, 2005).

MARCO GEOLÓGICO

Flores (1969) describe en las inmediaciones de la ciudad de San Luis, la Formación San Roque, con un espesor que no supera los 100-200 metros y edad miocena por vinculación con los "Estratos de los Llanos" y que suprayacen al basamento. Sin embargo, refiere como perfil ilustrativo a Las Barrancas (35 km al sur), destacando que no hay una sección completa, en cuyo caso su litología es dominada por conglomerados y areniscas organizados en tres miembros con 350 metros de potencia total y que cubren a sedimentitas cretácicas. Suprayace la Formación Las Mulitas (Flores, 1969) cuya área tipo de afloramientos se ubica a aproximadamente 40 km al noroeste de la ciudad de San Luis, y considerando los restos fósiles conocidos hasta ese momento, fue asignada al intervalo Mioceno medio a Plioceno temprano.

Flores (1969) se refiere a la región como "el bolsón de las salinas", en donde ilustra la alta representatividad de afloramientos en el borde oriental de las serranías occidentales. Posteriormente, Flores y Criado (1972) y Flores (1979) se refieren en el mismo sentido estratigráfico, aunque identificando la zona como cuenca de San Luis. En dicha área, se destaca que la fosilífera Formación Las Mulitas tendría una edad Mioceno tardío (Pascual y Bondesio, 1981).

Santa Cruz (1979) al estudiar la cuenca del Río Quinto propone formalmente denominar Formación Paso de las Carretas al conjunto de areniscas y conglomerados cementados y de escasa potencia (4 metros) que se apoyan sobre el basamento y cuyo perfil tipo se encuentra en las inmediaciones del embalse Paso de las Carretas (42km al este de la ciudad de San Luis). Suprayace la Formación Río Quinto (Santa Cruz, 1979) caracterizada por limolitas con escasa fracción psamítica, y una potencia estimada en 30 m.

Di Paola y Rivarola (1992) producen un avance significativo en el conocimiento de la Formación San Roque, al describir la sucesión en el extremo sur de la Sierra de San Luis (Potrero de los Funes y Las Chacras). Los caracteres estratigráficos y sedimentológicos permitieron a dichos autores sostener la evolución de los depósitos que asignan al Mioceno y que se vinculan a un hemigraben extensional, e identifican tres miembros (inferior, medio y superior) en las que reconocen elementos arquitecturales y facies fanglomerádicas, fluviales y de barreal.

Di Paola (1994) produce una síntesis con novedosos aportes en la organización estratigráfica de las sedimentitas cenozoicas de la mitad norte de la provincia de San Luis, en la que se destacan las descripciones referidas a calcretes. Asimismo, reconoce la Formación Cruz de Piedra (Lippman, 1966) como la sucesión pliocena en el sur de la Sierra de San Luis, mientras que propone que la Formación Las Mulitas (Flores, 1969) debe ser redefinida en el área tipo o sea el este de las Serranías Occidentales.

Sozzi *et al.* (1995) describen en el piedemonte suroccidental de la sierra de San Luis (Nogolí), afloramientos que vinculan a la Formación San Roque y la Formación Cruz de Piedra que asignan al Mioceno y Plioceno, respectivamente.

Últimamente, Chiesa *et al*. (2011a) dan a conocer información novedosa sobre el Neógeno, refiriendo para la Formación Paso de las Carretas una potencia estimada de 20 m con litofacies de conglomerados, areniscas y arcilitas, cementada, presencia aislada de silcretas, y con bioturbación de plantas vasculares.

Las contribuciones sobre hallazgos fosilíferos en la cuenca del río Quinto de Prado *et al.* (1998), Cerdeño *et al.* (2008) y Chiesa *et al*. (2011a, 2011b) permiten sostener que la base de la Formación Río Quinto (Santa Cruz, 1979) correspondería al Mioceno tardío, como lo expresaran Pascual y Bondesio (1981), por lo que resulta lógica su correlación con la Formación Las Mulitas (Flores, 1969).

MÉTODOS

Los relevamientos de investigación consistieron en el mapeo de las unidades sedimentarias considerando como base cartográfica las imágenes satelitales, mapas geológicos y topográficos, el levantamiento de perfiles estratigráficos representativos, el análisis sedimentológico detallado de las muestras extraídas.

La descripción de los perfiles se realizo con una metodología sistemática y detallada de los estratos evaluando el color, textura, estructura, consolidación y contactos. En el laboratorio se realizó el análisis textural por las técnicas de Bouyoucus y tamizado. Las observaciones en microscopio y lupa de los para distintas fracciones granulométricas nos permitieron individualizar características mineralógicas.

RESULTADOS

Paleontología

Las referencias paleontológicas del Neógeno de San Luis son muy escasas y considerando las contribuciones de Rusconi (1936), Bordas (1941), Pascual (1954) y Francis (1965), producidas a partir de hallazgos de Guiñazú (1962) que corresponden a relevamientos previos a 1936 en las Serranías Occidentales. Si bien se identifican las localidades, es incierta la ubicación de los perfiles, aunque la unidad estratigráfica propuesta son los Estratos o Formación de los Llanos (Bodenbender, 1911) que correspondería a la Formación Las Mulitas (Flores, 1969).

Rusconi (1936), identifica en las Barrancas del Buen Retiro y Barrancas del Río Seco “El Chical” (Departamento Belgrano, San Luis), restos que denomina como *Acrotypotherium tapiai*, *Stereotoxodon tehuelche* y que asigna al Mioceno medio (quizá equivalente a la Formación Friaseana).

Bordas (1941) refiere en las Lagunitas (San Luis), en el norte de la provincia, restos que asigna al Mioceno medio (estratos contemporáneos de Chasicó) y ubica en especies nuevas de notounguladosleontínidos (*Puntanotherium guiñazui*) y toxodóntidos (*Neoadinotherium triangulatum*).

Pascual (1954) describe los hallazgos de Barrancas del Retamo, Estancia Lagunitas (Departamento Ayacucho, San Luis), que vincula al Mioceno tardío (contem-

poráneos con los Estratos de Chasicó o Chasicoense): el toxodontino *Ocnerotherium intermedium* y el homalodontherido *Chasicotherium rothi* (=*Puntanotherium guiñazui* descripto por Bordas (1941).

Francis (1965) da a conocer los hallazgos de Barrancas del Buen Retiro (Departamento Belgrano, San Luis), asignándolos al Mioceno tardío (contemporáneos con la Formación Chasicó de Buenos Aires y Formación Huayquerías de Mendoza). Discute la descripción de *Acrotypotherium* dada por Rusconi (1936), proponiendo su asignación a *Typotheriopsis*.

El Valle del Pantano ubicado en la vertiente sureste de la sierra de San Luis, es un área con yacimientos de onices y efusiones volcánicas neógenas. En los estratos sedimentarios aflorantes en la Cantera Santa Isabel, Bordas (1934) describe un conjunto fosilífero conformado por las especies: *Pseudotypotherium (Typotheriodon) maendrum*, *Pseudotypotherium sp.*, *Xotodon prominens*, *Isomyopotamus affinis* (reasignado a *Neosteiromys bombifrons*), *Promacrauchenia sp.*, *Proscelidodon sp.*, *Eumysops sp.*(reasignado como *Neosteiromys bombifrons*), que correlaciona con el piso-edad mamífero Montehermosense asignada al Plioceno temprano. Sin embargo, Pascual y Bondesio (1981) cuestionan y reasignan los restos al piso-edad mamífero Huayqueriense (Mioceno tardío).

Más recientemente, fueron descriptos importantes hallazgos de vertebrados fósiles y referenciados a niveles de la Formación Río Quinto por Prado *et al.* (1998), Cerdeño *et al.* (2008) y Chiesa *et al*. (2011a, 2011b) generando las primeras certezas bioestratigráficas y proponiendo su desarrollo entre el Mioceno tardío y el Plioceno medio, citando faunas vinculadas con los pisos-edades mamífero Huayqueriense, Montehermosense y Chapadmalalense. Prado *et al.* (1998), mencionan a los dasipódidos *Doellotatus chapadmalensis, Macroeuphractus retusus* y *Macrochorobates chapadmalensis* entre los pachirruquinos *Paedotherium insigne, Paedotherium typicum, Tremacyllus impressus*; los roedores ctenominos *Actenomys* sp., octodontinos *Pithanotomys* sp., *Eucoelophorus* cf. *E. chapadmalensis*, los cávidos *Pascualia* cf. *laeviplicata*, *Dolicavia minuscula, Caviodon multiplicatus,* y los chinchíllidos *Lagostomopsis* sp.

Cerdeño *et al.* (2008), por su parte, describen el cráneo del macrauquénido *Oxyodontherium zeballosi.*

Con posterioridad, Chiesa *et al*. (2011b) dan a conocer el hallazgo del mesoterino *Pseudotypotherium subinsigne*.

Estratigrafía

Los depósitos miocenos de la provincia de San Luis generalmente fueron descriptos en un marco geológico vinculado al Neógeno, es decir, incluyendo en dichos relevamientos a las sucesiones pliocenas. En tal sentido, los afloramientos reconocidos en las Serranías Occidentales y sur de la Sierra de San Luis fueron identificados por Flores (1969) como Formación San Roque (Mioceno) y Formación Las Mulitas (Mioceno-Plioceno). Mientras que, en la última zona, según Di Paola (1994) corresponden a la Formación San Roque (Mioceno) y Formación Cruz de Piedra (Plioceno) (Lippman, 1966). Asimismo, en la cuenca del Río Quinto, las referencias

estratigráficas corresponden a Santa Cruz (1979), quien define la Formación Paso de las Carretas (Terciario?) y la Formación Río Quinto (Plioceno).

Respecto a otros asomos aislados y de reducido espesor, se destacan aquellos vinculados al basamento de la provincia de San Luis, tales como los de la cantera Santa Isabel, el umbral de Nueva Galia, el cerro El Morro y la Depresión Tectónica de Conlara.Considerando las evidencias paleontológicas expuestas anteriormente, el Mioceno tardío de San Luis correspondería a la base de la Formación Río Quinto y la Formación Las Mulitas.

Serranías Occidentales.— Constituye el área tipo de la Formación Las Mulitas (Flores, 1969), la que suprayace en discordancia a la Formación San Roque (Flores, 1969). En esta zona, Guiñazú (1962) reconoce como característica estratigráfica destacada de los "Estratos de los Llanos" la presencia de conglomerados, areniscas, arcilitas y margas de color rojo, con cemento y tosca calcárea blanquecina.

La Formación San Roque es asignada al Mioceno, y se distinguen tres unidades, identificadas como Miembro Inferior compuesto por conglomerados polimícticos con rodados redondeados de metamorfitas, cuarzo y pedernal, que en la Sierra de Varela incluye clastos de las volcanitas; un Miembro Medio de areniscas arcósicas friables, entrecruzadas y colores rojizos con gris blanquecino; y finalmente, un Miembro Superior constituido por areniscas arcillosas a veces conglomerádicas de colores gris verdoso blanquecinas (Flores, 1969, 1979; Flores y Criado Roque, 1972). Di Paola (1994) refiere a esta unidad los afloramientos en la zona de la sierra de Las Quijadas y El Gigante como extensos depósitos (fanglomerados) vinculados a abanicos aluviales.

Según Flores (1969) la Formación Las Mulitas constituye un complejo piroclástico cuyo espesor no supera los 150 metros, con un estrato de yeso en la base, a la que suprayacen tobas de tonos amarillentos con rodados de arcilita de color rojo y niveles de lapilli y bombas, se intercalan niveles de arcilita de tonos rojizos con rodados de andesita. Considerando su contenido paleofaunístico propone una edad comprendida entre el Mioceno medio y Plioceno temprano.

Chiesa *et al*. (2011a) describen la Formación Las Mulitas (figura 1), que asignan al Mioceno tardío a Plioceno medio, como areniscas muy finas a muy gruesas, limolitas arcillosas, consolidadas a relativamente consolidadas, pardo amarillentas a rojizas, estructura masiva y estratificación paralela y entrecruzada, bioturbaciones, nódulos de carbonato y yeso, y niveles entoscados; en la base, un estrato de yeso (10 m) con hábito arriñonado o en cristales ehuedrales, consolidado y color blanco.

Por su parte, Di Paola (1994) cuestiona las características sedimentológicas descriptas por Flores (1969) y en consecuencia los afloramientos de la Formación Las Mulitas.

Sur Sierra de San Luis.— Di Paola y Rivarola (1992) y Di Paola (1994) se refieren a la Formación San Roque, que asignan al lapso Mioceno-Plioceno, como integrado por un miembro inferior (350 m) dominado por facies de conglomerados (Gms) y areniscas con lentes de pelitas (Sp, Sh, Fl); un miembro medio (1500 m) con facies de conglomerados (Gms), areniscas (Sh, Sp, St) y arcilitas (Fm); y un

miembro superior (14 m) representado por facies pelíticas (Fm, Fl). Interpretan que dichos depósitos corresponden al desarrollo de abanicos aluviales, fluvial entrelazado y finalmente barreal-lacustre, respectivamente.

Di Paola (1994) sostiene que la Formación Cruz de Piedra (Lippman, 1966) corresponde a sedimentitas pliocenas, caracterizadas como areniscas guijosas, con arcilla aglutinante matriz y cemento calcáreo parcialmente reemplazado por calcedonia y desarrollo de silcretas (zona de Nogolí). Describe el paleoambientedepositacional como abanico aluvial-facies distal, flujo de detritos y corrientes fluviales (SB-CH-GB, Gms, St, Sp).

Sozzi *et al.* (1995) describen en el piedemonte suroccidental de la sierra de San Luis (Nogolí), la Unidad 1 (30 metros) que vinculan con la Formación San Roque reconociendo las facies dominadas por texturas psamítico-psefíticas (Sh, Sp), mientras que la Unidad 2 (80 m) corresponde a la Formación Cruz de Piedra, constituida por areniscas-conglomerádicas (facies Gm, Gms, Sp, Sh) y vinculada al Plioceno tardío.

Cuenca del Río Quinto.— En la cuenca del Río Quinto, Santa Cruz (1979) describe que el perfil tipo de la Formación Paso de las Carretas, que asigna al Terciario?, y está caracterizada por areniscas conglomerádicas y conglomerados polimícticos con rodados angulosos y subredondeados de metamorfitas y granitos, sin elementos de vulcanitas. Destaca que las arcillas corresponden a montmorillonita (73%) e illita (27%). Refiere que en la zona del embalse Paso de las Carretas, la sucesión se halla cementada por sílice (ópalo y calcedonia).

Asimismo, la Formación Río Quinto representa una sucesión que asigna al Plioceno, y dominada por limolitas finas a medianas, poco arcillosas, escasas psamitas, color castaño claro y rozado anaranjado, constituidos por cuarzo, feldespato potásico y biotita, niveles de calcita y yeso, y ausentes de trizas de vidrio volcánico.

Di Paola (1994) se refiere a la Formación Paso de las Carretas (Mioceno) como depósitos de planicie aluvial y corrientes fluviales (GB-SB-OF, Sp-Sh-Fm; GB,SB,CH, St-Sh-Sp). Describe la presencia de calcretas, desarrolladas como paleosuelos calcáreos cuyo proceso de pedogénesis tuvo lugar tanto sobre el basamento como del apilamiento de sedimentos fluviales. Microscópicamente presentan glébulas isótropas, arcillosas, fracción epiclástica y argilocutanes, cementados por distintas generaciones de calcita.

Mientras que a la Formación Río Quinto (Plioceno) corresponde una secuencia fluvial (SB-OF, Sh-St-Sp-Fm) con arena mediana a fina y limo, estratificación paralela y en artesa, intercalaciones de unidades guijosas, escasos clastos de vulcanitas y niveles con silcretas.

Chiesa *et al.* (2011a) describen en la Formación Paso de las Carretas, como un complejo calcretizado formado por ortoconglomerados con matriz de arena, pardo rojizo, consolidado a muy consolidado, estructura masiva, composición dominada por cuarzo, feldespatos y micas, escasos líticos y silcretas, con estructuras de plantas vasculares; areniscas arcillosas, friables, pardo rojizas, cemento carbonático, estructura masiva y estratificación planar y en artesa, con nidos de insectos y estructuras de plantas; finalmente, pelitas consolidadas, pardo amarillentas a rojizas, masivas,

cemento carbonático y sábulos de vulcanitas. Interpretan el paleoambiente como un sistema fluvial con depósitos de fondo de canal, flujos tractivos de moderada energía y planicie de inundación. Proponen una edad miocena, considerando su posición infrayacente a la fosilífera Formación Río Quinto.

En la Formación Río Quinto(figura 1), dichos autores, reconocen areniscas finas a muy finas y limosas, paquetes finos a medios de ortoconglomerados, pardo rojizas, moderadamente consolidadas, masivas y con estratificación laminar, niveles con matriz arcillosa y cemento carbonático, y bioturbación de plantas y animales pequeños; pelitas, pardo rojizas, friables, masivas, cemento carbonático, láminas de yeso y abundantes fósiles. Sostienen que estos depósitos corresponderían a un paleoambiente fluvial, dominado por procesos tractivos decantativos, con zonas de barras y canales marginales, y planicie de inundación. Los autores sostienen una edad Miocena tardía a Plioceno medio, considerando la asociación de paleomamíferos descripta anteriormente.

Paleoambiente

Los depósitos asignados al Mioceno tardío correspondientes a los estratos basales de la Formación Las Mulitas en las Serranías Occidentales y Formación Río Quinto en el extremo austral de la Sierra de San Luis, se vinculan a un ambiente fluvial con corrientes de moderada a baja energía, con presencia de planicies de inundación y depresiones inundables, condiciones climáticas favorables favorecieron el desarrollo de la vegetación y el poblamiento de paleomamíferos pequeños a medianos. Sin embargo, los yesos de la base de la sucesión en el oeste y algunos estratos con abundante carbonato y yeso en el piedemonte vinculado al basamento, representan posibles cambios en las condiciones paleoambientales dominantes durante el Neógeno, vinculado a altas temperaturas y precipitación química (Chiesa *et al*., 2011a).

Como expresáramos, Di Paola y Rivarola (1992) y Di Paola (1994) vinculan al Mio-Plioceno y Mioceno, respectivamente, a los afloramientos de la Formación San Roque en el borde sur de la Sierra de San Luis, en donde los depósitos están referidos a redes fluviales con depresiones. Destaca que los calcretes o duricostras calcáreas se corresponden con procesos de pedogénesis (paleosuelos calcáreos) formados sobre sedimentos fluviales de acreción vertical.

DISCUSIÓN

La relación entre el volcanismo de la sierra de San Luis y la sedimentación durante el neógeno en la región, fue considerada en las contribuciones en la cuenca del río Quinto, en donde, Tapia y Rigall (1933) y Pastore y Ruiz Huidobro (1952) mencionan sedimentos volcánicos de carácter tobáceo al referirse a los Estratos de los Llanos. Por su parte, Santa Cruz (1979) al definir las unidades sedimentarias no reconoce evidencias volcánicas, destacando la ausencia de vidrio volcánico tanto

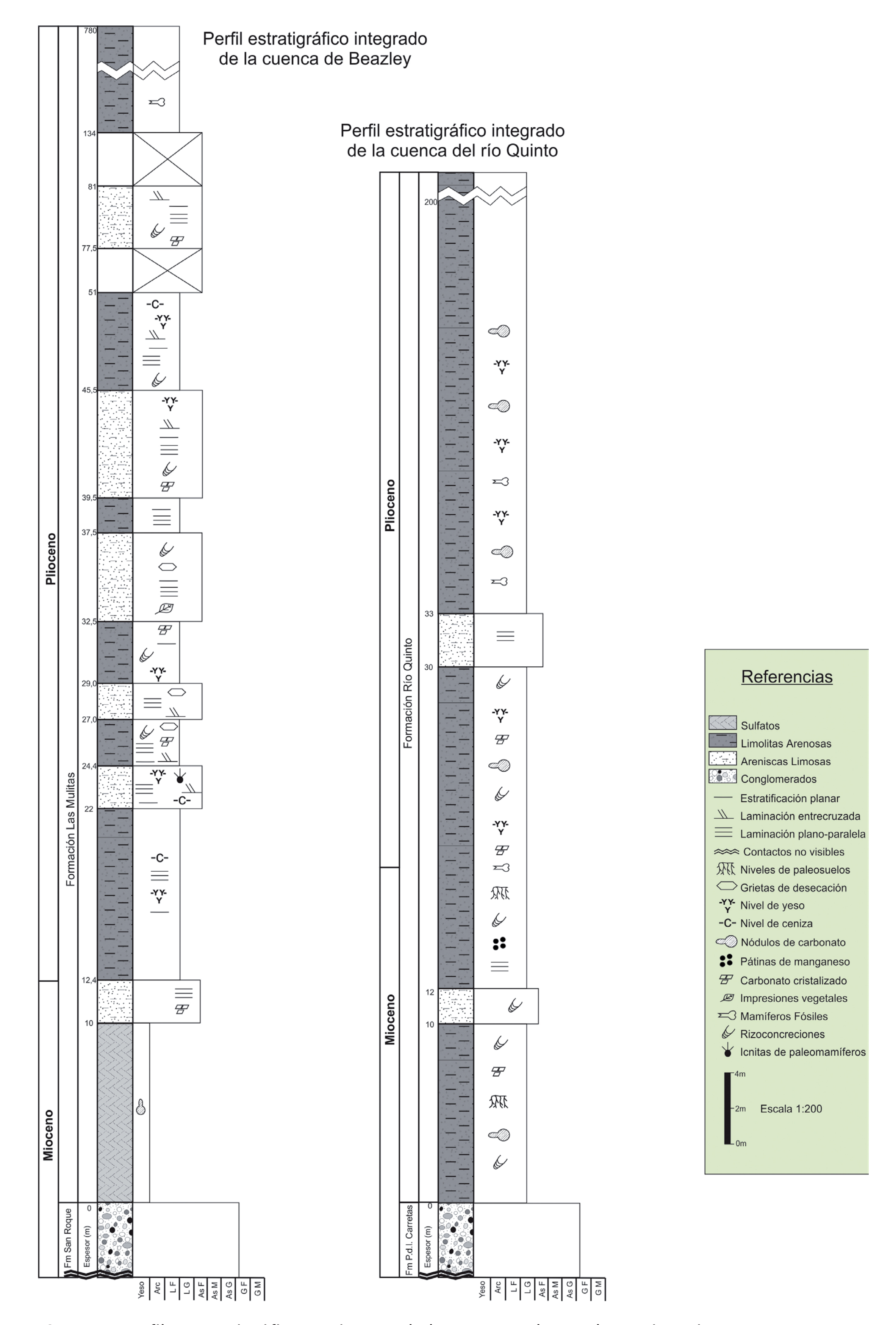


Figura 1. Perfiles estratigráficos neógenos de las cuencas de Beazley y Río Quinto.

en la Fm Paso de las Carretas (Terciario?) como en la Fm Río Quinto (Plioceno). Finalmente, Di Paola (1994) reseña la escasas evidencias de volcanitas en las sedimentitas de la Fm Río Quinto.

Al referirse a la Cuenca de Beazley, Guiñazú (1961) menciona la presencia de rodados de andesita como evidencia del volcanismo regional en las sedimentitas que refiere al Mioceno. Flores (1979) al describir las formaciones San Roque y Las Mulitas, destaca la presencia de tobas en esta última, a la que asigna edad Mioceno-Plioceno, sin embargo, el mismo autor en un trabajo posterior (Flores, 1979) y al describir una perforación en la zona de Beazley, se refiere a la presencia de vulcanitas en las sedimentitas que asigna a la Fm San Roque.

Distintas sucesiones cenozoicas en San Luis fueron asignadas a los Estratos de los Llanos, los Estratos Calchaquíes y los Estratos Araucanos, la evolución del conocimiento estratigráfico y fosilífero, nos permite sostener que dichas sedimentitas corresponden a la Formación Las Mulitas y la Formación Río Quinto.

En la Depresión Central, es decir, entre las Serranías Occidentales y la Sierra de San Luis, Guiñazu (1961) describe distintas áreas con variadas escalas de trabajo, entre las que se destacan aquellas al oeste de la cañada de San Jerónimo y Balde hasta Alto Pencoso, caracterizadas como areniscas calcáreas con rodados de cuarzo y andesitas, asignándolas a los "Estratos de los Llanos" y ubicando a los mismos en el Mioceno. Posteriormente, Flores (1969) en la misma área, que identifica como "Cuenca de San Luis", propone un complejo piroclástico al definir la Formación Las Mulitas. Finalmente, Di Paola (1994) cuestiona la ambigüedad sedimentológica antes planteada sin presentar evidencias y consecuentemente no reconoce a la unidad sedimentaria propuesta por Flores (1969). El perfil de detalle que se propone en esta contribución para el área tipo de la Fm Las Mulitas y los relevamientos de otras áreas colindantes nos permiten sostener lo manifestado por Guiñazu (1961), asimismo, no compartir los expresado por Flores (1969) respecto a la litología, y tampoco por Di Paola (1994) quién desconoció los fósiles diagnósticos, asignados al Mioceno y vinculados al piso-edad mamífero Chasiquense, descriptos por Rusconi (1936), Bordas (1941) y Pascual (1954: 47) al expresar que las sucesiones eran estériles desde el punto de vista paleontológico.

En el Arroyo La Petra, un afluente del sector superior de la Cuenca del Río Quinto, Cerdeño *et al*. (2008) y Chiesa *et al*. (2011b) describieron restos craneales de *Oxyodontherium zeballosi* y *Pseudotypotherium subinsigne*, que se sumaron a los presentados por Prado *et al*. (1998) en la cuenca media (Comandante Granville) y que constituyó la primer evidencia estratigráfica en la que se conociera un máximo en la evolución de los depósitos de la Formación Río Quinto durante el Neógeno.

La relación estratigráfica de los niveles del A° La Petra serían más basales, es decir, más próximos al basamento, mientras que los de C. Granville serían estratigráficamente superiores. Se propone que dicha sucesión sedimentaria portadora de abundante fauna fósil, debió haberse depositado al menos desde el Mioceno tardío, considerando que la presencia de *Oxyodontherium zeballosi* y *Pseudotypotherium subinsigne* se vincula con el piso-edad Huayqueriense.

CONCLUSIONES

Se acepta en términos generales y comparte lo expresado por distintos autores sobre las características estratigráficas de la Fm Las Mulitas (Cuenca de Beazley) y La Fm Río Quinto (Cuenca del Río Quinto) que fueran asignadas al Mioceno tardío.

La Fm Las Mulitas es dominada por areniscas y areniscas limosas macizas y con estratificación fina planoparalela y ondulitas, delgados niveles de limos arcillosos macizos y laminados, y ceniza volcánica, generalmente se trata de cuerpos de estructura tabular con alta continuidad lateral y limites planos netos y transicionales. El máximo espesor aflorante en un perfil es de 43 metros, pero la alta continuidad lateral de la sucesión permite sostener una potencia total superior a los 700 metros. Se destaca en esta unidad los yesos de la base, identificados en todo el borde de la cuenca y que suprayacen a la Formación San Roque (Oligoceno-Mioceno).

La Fm Río Quinto está caracterizada por areniscas limosas y pelitas macizas y laminadas, delgados niveles de calcretización y conglomerados finos. Suprayace tanto a la Fm Paso de las Carretas (Mioceno) y al basamento cristalino, su potencia máxima en un perfil es de aproximadamente 50 m, considerando el suave buzamiento en la cuenca del río Quinto el espesor aflorante total supera los 200 m. Se destaca como la unidad neógena más importante de la provincia de San Luis desde el punto de vista fosilífero.

La asociación en los estratos basales de las especies *Oxyodontheriumzeballosi* (Arroyo La Petra) y *Pseudotypotherium subinsigne* (Comandante Granville), que constituyen fósiles guía del piso-edad Huayqueriense, nos permite sostener una edad Mioceno tardío para dichos niveles de la Formación Río Quinto en la cuenca del mismo nombre.

Constituye un rasgo destacado el hallazgo en la cuenca de Beazley de la rastrillada (25 icnitas aproximadamente correspondientes a dos individuos) de un paleomamífero bípedo, plantígrado, de talla mediana, atribuibles a un TardigradaMegatherioidea de aproximadamente la mitad del tamaño de *Venatoripes riojanus* Frengüelli, 1950 y poco más de un tercio de *Megatherichnum oportoi* Casamiquela, 1974 (posiblemente un Mylodontidae o Megalonychidae) en la Formación Las Mulitas (Arroyo Los Araditos). En dicho contexto se vinculan los hallazgos paleontológicos previos dados a conocer en la primera mitad del siglo XX, y que sugieren una evolución del los depósitos durante el piso-edad Chasiquense vinculada al Mioceno tardío.

Sobre la base de las similitudes estratigráficas y fósiles diagnósticos se sostiene la correlación temporal y paleoambiental de las formaciones Río Quinto y Las Mulitas, en el sur de la sierra de San Luis (Cuenca del Río Quinto) y en el este de las serranías occidentales (Cuenca de Beazley), respectivamente. Y cuya evolución de las sedimentitas portadoras corresponde al intervalo Mioceno tardío a Plioceno medio, vinculado a los piso-edad Huayqueriense a Chapadmalalense.

AGRADECIMIENTOS

Un agradecimiento muy especial a Docentes, alumnos y autoridades del Departamento de Geología, Fac. de Cs. Fco., Mat. y Naturales (UNSL). Al Conicet por el otorgamiento de las becas oportunamente tuviéramos los autores de esta contribución.A los colegas Dra. AlfonsinaTripaldi, Lic. José Prado, Dr. EdgardoStrasser, Lic. Juan Navío y Dr. Sebastián Pagano. A los pobladores rurales.

BIBLIOGRAFÍA

Biondi, J. L.1937. Informe Geológico sobre el Dpto. General Belgrano, Provincia de San Luis. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe Interno Inédito 0124, 63 pp. Buenos Aires.

Biondi, J. L. 1938. Informe Geológico de la zona del Dpto. Capital, provincia de San Luis. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe Interno Inédito 0125, 53 pp. Buenos Aires.

Bodenbender, G. 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes, República Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias Córdoba 19: 5-221.

Bordas, A. F. 1934. Los fósiles de la cantera Santa Isabel, provincia de San Luis. Revista Minera 6 (4): 97-98.

Bordas, A. F. 1941. Nuevos restos fósiles de la Formación de Los Llanos (San Luis). Physis 19: 23-27.

Cerdeño, E., Chiesa, J. y Ojeda, G. 2008. Presence of Oxyodontherium (Macraucheniidae, Litopterna) in the Rio Quinto Formation, San Luis, Argentina.Journal of South American Earth Science 25: 217-226.

Chiesa, J., Basaez, A., Navio, J., Strasser, E., Ojeda, G. y Lucero, N. 2011a. Estratigrafía del Neógeno de San Luis, Argentina. En: J. Salfity y R. Marquillas (Ed.), Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina: 75-89. Instituto del Cenozoico, Universidad Nacional de Salta. Salta. SCS Publisher.

Chiesa, J., Lucero, N., Cerdeño, E., Ojeda, G. y Prado, J. 2011b. Bioestratigrafía del Neógeno en la Cuenca del Río Quinto, San Luis, Argentina. Paleontología y dinosaurios desde América Latina: 89-96. Calvo J., Porfiri J., González Riga B. y Dos Santos D. (Ed.).

Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D. y Ulacco, H. 1997. Hoja Geológica Santa Rosa (3366-II), San Luis y Córdoba. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Universidad Nacional de San Luis. Boletín Nº 373. Buenos Aires, 89 pp.

Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D. y Ulacco, H. 1999. Hoja Geológica San Francisco, 3366-I, San Luis, San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Universidad Nacional de San Luis. Boletín Nº 293. Buenos Aires, 76 pp.

Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D. y Ulacco, H. 2001. Hoja Geológica San Luis, 3366-III, Provincias de San Luis y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Universidad Nacional de San Luis. Boletín Nº 278. Buenos Aires, 92 pp.

Costa, C., Ortiz Suárez, A., Miró, R., Chiesa, J., Ojeda, G., Gardini, C., Carugno Duran, A., Guerstein, P., Strasser, E., Morla, P. y Tognelli, G. 2005. Hoja Geológica Villa Mercedes, 3366-IV, Provincia de San Luis.Dirección Nacional del Servicio Geológico, Universidad Nacional de San Luis.Boletín Nº 348. Buenos Aires, 83 pp.

Di Paola, E. 1994. Distribución y evolución de los depósitos Cenozoicos de la provincia de San Luis entre los 32º20' y 34º de latitud sur. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 1 (1): 33-52.

Di Paola, E. y Rivarola, D. 1992. Formación San Roque: complejo fanglomerádico – fluvial terciario, sur de la sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 47 (1): 23-29.

Flores, M. 1969. El bolsón de las Salinas en la provincia de San Luis.IV Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 311-327, Mendoza.

Flores, M. A. 1979. Cuenca de San Luis. En: Turner, J. (Ed.),Geología Regional Argentina: 745-769. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Flores, M. y Criado Roque, P. 1972. Cuenca de San Luis. En: Leanza, F. (Ed.), Geología Regional Argentina: 567-579. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Francis, J. 1965. Los géneros de la subfamilia Mesotheriinae (Typotheria, Notoungulata) de la República Argentina. Boletín del laboratorio de paleontología de vertebrados1(1): 1-31.

Frenguelli, J. 1931.Observaciones geográficas y geológicas en la región de Sayapé (Pcia. de San Luis).Escuela Normal Superior "José M. Torres", 68 pp.

Gerth, E. 1914. Constitución geológica, hidrogeológica y materiales de aplicación de la provincia de San Luis. Ministerio de Agricultura Nacional, Sección Geología y Minería, Boletín 10, 64 pp.

González, M. 1981. Evidencias paleoclimáticas en la salina del Bebedero (San Luis). VIII Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 411-438, San Luis.

Guiñazú, J. R. 1962. Los llamados Estratos de los Llanos en la Provincia de San Luis y su contenido de rodados de rocas andesíticas y restos de mamíferos fósiles. I Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 89-95, San Juan.

Kittl, E. 1932. El yacimiento de mármol verde de la cantera Santa Isabel (Provincia de San Luis). Anales Museo Nacional de Historia Natural "B. Rivadavia" 37 (12): 171-192.

Lippmann, M. J. 1966. Geología del extremo sur de la Sierra de San Luis. Tesis de Licenciatura Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 75 pp. Buenos Aires.

Methol, E. J. 1971. Descripción geológica de la Hoja 22h, Santa Rosa, Provincias de Córdoba y San Luis. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 124, 73 pp.

Muset, J. A. 1952. Contribución al conocimiento de la geología del valle del río Quinto desde el Paso de las Carretas hasta Villa Mercedes, Provincia de San Luis. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 125 pp. La Plata.

Pascual, R. 1954. Adiciones a la fauna de la Formación de Los Llanos de San Luis y su edad. Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar del Plata 1 (2): 113-121.

Pascual, R. y Bondesio, P. 1981.Sedimentitas cenozoicas. En: Yrigoyen, M. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis: 117-154. Relatorio del VIII Congreso Geológico Argentino. Buenos Aires.

Pastore, F. y Ruiz Huidobro, O. J. 1952. Descripción geológica de la Hoja 24g, Saladillo (San Luis). Dirección Nacional de Minería, Boletín 78, 63 pp.

Prado, J., Chiesa, J., Tognelli, G., Cerdeño, E. y Strasser, E. 1998. Los mamíferos de la Formación Río Quinto (Plioceno), Prov. de San Luis, Argentina. Aspectos Bioestratigráficos, Zoogeográficos y Paleoambientales. Revista Estudios Geológicos 54: 153-160.

Rossi, N. 1966. Hoja Geológica Sierra de la Estanzuela (23 h), Córdoba y San Luis. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín Inédito, 167 pp.

Rusconi, C. 1936. Restos de mamíferos terciarios de San Luis.Boletín Paleontológico de Buenos Aires 6: 1-4.

Santa Cruz, J. N. 1979.Geología de las unidades sedimentarias aflorantes en el área de las cuencas de los ríos Quinto y Conlara. Prov. de San Luis. Rep. Argentina. VII Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 335-349. Neuquen.

Sosic, M. 1964. Hoja Geológica Sierra de El Morro (24h), San Luis y Córdoba. Dirección Nacional de Minería, Boletín 95, 57 pp.

Sozzi, H., Ojeda, G. y Di Paola, E. 1995. Estratigrafía y sedimentología de abanicos aluviales cenozoicos en el área de Nogolí, San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50 (1-4): 165-174.

Tapia, A. y Rigal, R. 1933. Geología del Paso de las Carretas y sus alrededores, Relacionada con la construcción de un dique de embalse. Dirección de Minas y Geología, Buenos Aires, Boletín Nº 37, 56 pp.

Estratigrafía, bioestratigrafía y cronología del Mioceno superior de la provincia de San Juan (Argentina)

Víctor H. Contreras[1], Adriana I. Bracco[2], Juan A. Baraldo[3]

[1] Instituto de Geología Dr. Emiliano P. Aparicio (INGEO) y Departamento Geología, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. Complejo Universitario Islas Malvinas. Av. Ignacio de la Roza y calle Meglioli, (5400) San Juan.
E-mail: vcontre@unsj-cuim.edu.ar

[2] Instituto de Geología Dr. Emiliano P. Aparicio (INGEO) y Departamento Biología, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. Complejo Universitario Islas Malvinas. Av. Ignacio de la Roza y calle Meglioli, (5400) San Juan.
E-mail: adrygeo@gmail.com

[3] Departamento Geología, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. Complejo Universitario Islas Malvinas. Av. Ignacio de la Roza y calle Meglioli, (5400) San Juan. E-mail: jbaraldo@unsj-cuim.edu.ar

RESUMEN

Palabras clave:
Estratigrafía
Bioestratigrafía
Cronología
Mioceno superior
San Juan
Argentina

En la región central de la Cordillera de los Andes (Argentina) se han realizado numerosos estudios basados en la magnetoestratigrafía de las secuencias Cenozoicas de cuencas de antepaís, mostrado el carácter intermitente del levantamiento, con numerosos pulsos, a veces no coincidentes entre sí, en especial en el ámbito de Precordillera y Sierras Pampeanas. La depresión intermontana que separa la Cordillera Frontal de la Precordillera, se denomina cuenca de Iglesia y tuvo una importante sedimentación durante el Cenozoico, que comenzó a los 17 Ma. Esta cuenca, en su inicio, fue parte de la cuenca de antepaís del Bermejo, para luego comenzar a funcionar como una cuenca a cuesta de las láminas de corrimientos precordilleranos. La cuenca del Bermejo es una de las mejores estudiadas de la región andina y sus secuencias, con espesores superiores a los 9.000 m, presentan una buena correlación a partir de la comparación de la energía de las facies sedimentarias, con las tasas de sedimentación, en las cuales los períodos de máxima carga tectónica están vinculados con altas tasas de sedimentación, pero con sedimentos de baja energía.

El análisis de los depósitos sinorogénicos de la Cordillera de los Andes muestra la estrecha relación que guardan los episodios de deformación y el apilamiento tectónico, con el desarrollo de estas cuencas, sin embargo, es necesario remarcar que: donde existe buena información geocronológica, magnetoestratigráfica y bioestratigráfica, se pone en evidencia la falta de sincronismo de los tiempos de levantamiento y deformación.

ABSTRACT

Keywords:
Stratigraphy
Biostratigraphy
Chronology
Upper Miocene
San Juan
Argentina

"The Stratigraphy, biostratigraphy and chronology of the Upper Miocene of the San Juan province (Argentina)". In the central region of the Cordillera de los Andes (Argentina) several studies had been based on the magnetostratigraphy of the Cenozoicas sequences foreland basins. These have shown the intermittent nature of the uprising, with many pulses, sometimes not matching each other, especially in the Precordillera and Sierras Pampeanas. Intermountain depression that separates the Cordillera Frontal front ridge of the Precordillera, is called Iglesia basin and had an important sedimentation during the Cenozoic, that began 17 Ma. This basin, in his origin or source, was part of the basin of foreland of the Bermejo, to then began to operate like a basin to costs of them sheets of landslides precordilleranos. The Bermejo basin is one which the best studied of the Andean region these sequences, with thicknesses higher to the 9, 000 m, has a good correlation from the comparison of the energy of them sedimentary facies, with sedimentation rates, in which the maximum load tectonics periods are linked with high rates of sedimentation, but with sediments source of low energy. The analysis of sinorogenic deposits of the Cordillera de los Andes, shows the close relationship that saved both episodes of deformation and the stacking tectonic, with the development of these basins. However, is necessary remark the following: where there is good geocronologica, magnetoestratigraphic and biostratigraphic information is puts in evidence the lack of synchronism of rising times and deformation, even within the same basin.

INTRODUCCIÓN

La problemática más importante que presentan las sucesiones sedimentarias cenozoicas del oeste de Argentina, son las correlaciones de las mismas, debido a la importante fragmentación que presentan sus afloramientos, originada por la tectónica andina. Otra cuestión, por la cual se requiere más precisiones del Mioceno superior de la región y en particular de la provincia de San Juan, es porque: Stappembeck (1910), Groeber y Tapia (1926) y Weidmann *et al.* (1985), entre otros, consideran a todo el "Terciario" de la Precordillera de San Juan dentro del complejo "Calchaquí" o "Calchaquense", litológicamente constituido por diversos tipos de rocas clásticas y piroclásticas. Es oportuno aclarar que originalmente los términos: "Araucanense", "Calchaquense" o "Calchaquí" tienen una connotación estrictamente bioestratigráfica (Irigoyen, 1969; Pascual y Odreman Rivas, 1973) y no litoestratigráfica como ha sido utilizado por geólogos de campo, para casi todo el Neógeno del pie cordillerano desde Jujuy hasta Mendoza. En las últimas décadas, se ha evidenciado un notable incremento de estudios sedimentológicos, magnetoestratigráficos, radiométricos y paleontológicos sobre el Neógeno sedimentario de la provincia de San Juan (Argentina), los cuales proveen importante información para establecer correlaciones de éstos

afloramientos. A continuación se presenta una síntesis de las principales secuencias sedimentarias de la provincia de San Juan (Argentina), correspondientes al lapso Mioceno superior, segmento temporal común a la mayoría de los afloramientos, extendiéndose en algunas secciones estratigráficas locales, hasta el Plioceno inferior y en otras, hasta el Pleistoceno inferior.

Puchuzum - Villa Nueva (Calingasta)

La secuencia continental neógena de la quebrada Candelaria, se dispone en las proximidades de las localidades de Puchuzum y Villa Nueva, en la región norteña del valle de Calingasta, en el ámbito de la Cordillera Frontal (figura 1). La misma fue reconocida por Peralta *et al.* (1995) como parte de la cuenca de Iglesia – Rodeo (valle de Iglesia), correlacionándola con la Formación Las Flores. La base de la secuencia se desconoce por encontrarse cubierta por depósitos aluviales cuaternarios y recientes, que también la sobreyace en sus términos superiores en franca relación de discordancia erosiva. En la cabecera de la quebrada Candelaria, los depósitos del neógenos, sobreyace en discordancia erosiva y angular a sedimentitas marinas correspondientes al Grupo Ciénaga del Medio (Eopaleozoico), evidenciando la existencia de un paleorelieve pre-Neógeno. La secuencia neógena presenta un espesor de 350 m(figura 2) y una disposición subhorizontal (~4°), conformada en términos generales por depósitos volcaniclásticos y areniscosos, integrados en ciclos granodecrecientes, de conglomerados a pelitas y con bases de tipo erosivo. A continuación se presenta una descripción basada en los trabajos de Peralta *et al*. (1995) y Bracco *et al.* (2011).

El tramo inferior consiste de 130 m de depósitos conglomerádicos, areno-conglomerádicos, tobáceos y en menor proporción, por bancos psamo-pelíticos. Los depósitos conglomerádicos presentan fábrica clasto-sostén, estructura masiva y en parte imbricación de clastos; la matriz es escasa, compuesta de areniscas medianas. Estos depósitos conforman típicas estructuras de corte y relleno de canal de gran tamaño, con espesores de 1 a 3 m y con marcada gradación normal. Tanto en las psefitas como en las psamitas, predominan clastos de composición volcánica silícea y en menor grado plutónicas, presentando un elevado grado de madurez textural y buena selección. Algunos canales en su tope, presentan niveles pelíticos de espesor inferior a 0, 50 m, con grietas de desecación y traza de invertebrados (artrópodos) evidenciando el carácter efímero de los canales. En la porción más alta de este tramo, se reconocen depósitos de desbordamiento "overbank" con marcada gradación inversa, desde limolitas pardo rojizas a areniscas, en parte conglomerádicas, finas a medianas.

El tramo medio comprende unos 80 m de depósitos psamo-pelíticos, en bancos limolíticos a limo-areniscosos de coloración rojiza, con intercalaciones de niveles carbonosos y conglomerádicos, con estructura de corte y relleno. Este tramo de la secuencia general, se destaca por la presencia de tres intercalaciones de arcillas bentoníticas, con espesores de 3, 5 y 10 m, respectivamente (figura 2), con geometría mantiforme, con base transicional sobre depósitos de la planicie aluvial distal, y

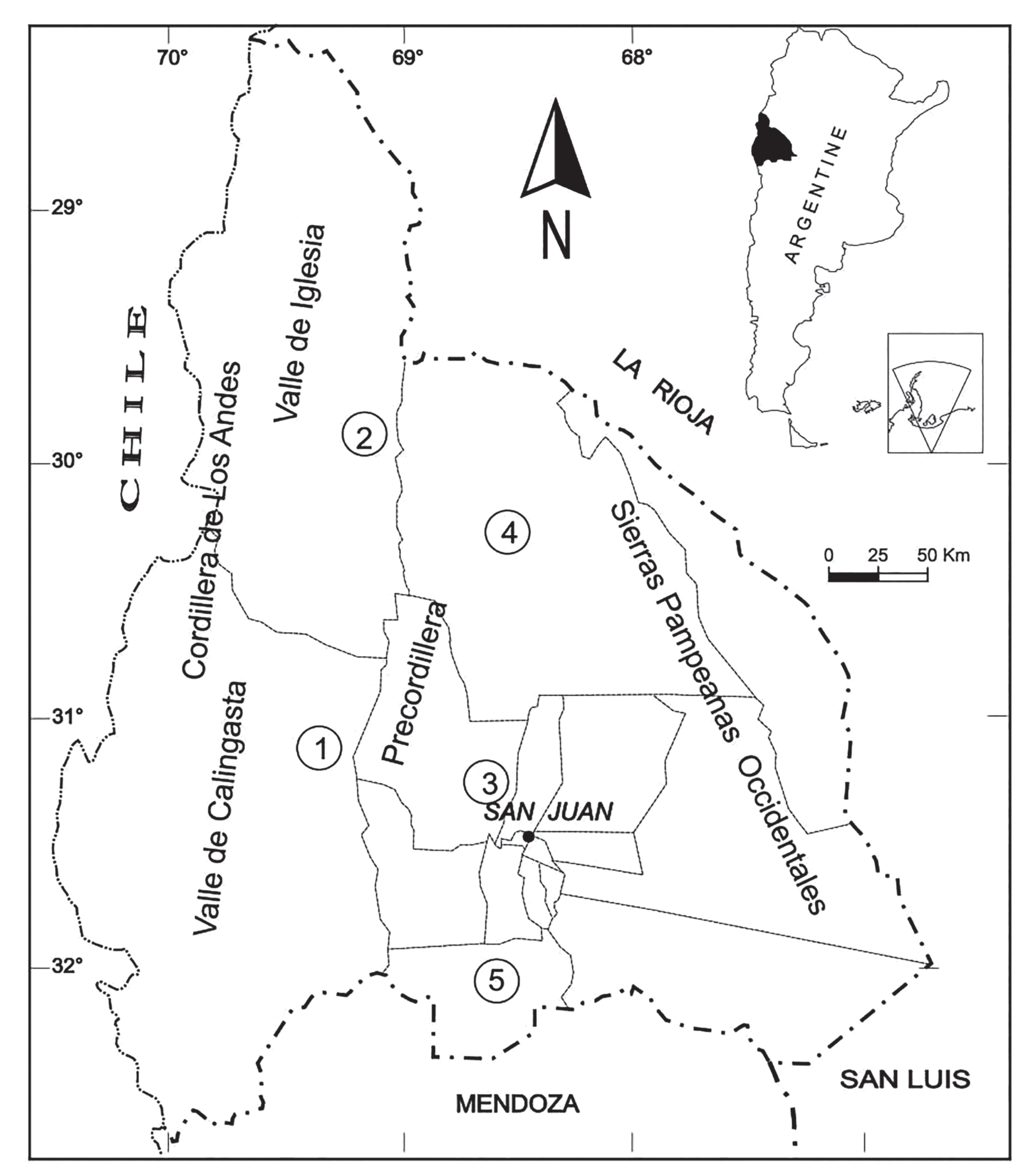


Figura 1. Ubicación geográfica y morfoestructural de las principales secuencias del Mioceno superior de la provincia de San Juan (Argentina): 1, Puchuzum – Villa Nueva; 2, Iglesia-Rodeo-Angualasto; 3, Loma de Las Tapias; 4, sierras de Huaco, Mogna y del Morado y 5, La Chilca – Pedernal – Los Berros – Cerro Salinas.

topes netos o erosivos infrayaciendo a depósitos de relleno de canales. En la base de los bancos bentoníticos, son frecuentes fangolitas de coloración rojiza con grietas de desecación y la intercalación de niveles finos de carbonatos (caliche), que evidencia condiciones de clima árido-semiárido, con elevada evaporación. Las fangolitas rojizas presentan restos de mamíferos (Peralta *et al.*, 1995; Contreras, 1996; Cerdeño y Contreras, 2000); icnitas de vertebrados (Contreras *et al.*, 1995; Contreras, 2006; Contreras y Peralta, 2011) y trazas de invertebrados (Peralta *et al.*, 1995; León y Bracco, 2008; Bracco *et al.*, 2011).

Todas estas evidencias paleontológicas son características de un sistema depositacional aluvial distal con emplazamiento de un sistema lacustre recurrente y cada ciclo comprende una etapa de crecimiento del lago, que aquí reconocemos como “Lago Puchuzum”. Los niveles lacustres contienen un rico acervo paleontológico (figura 2), constituido por: moluscos gasterópodos y bivalvos, artrópodos ostrácodos e insectos, peces Teleostei - Cyprinodontiformes, vegetales (tallos y hojas), plumas de aves (Peralta *et al.*, 1995; Contreras y Peralta, 1998; Contreras, 2006) y palinomorfos (Prámparo *et al.*, 1998).

El tramo superior con 140 m de espesor, está compuesto por depósitos areno-conglomerádicos, con intercalaciones de niveles pelíticos de coloraciones verdosas a rosadas. Se destaca la porción superior de este tramo, por una importante participación de niveles conglomerádicos, alternados por niveles limo-areniscosos de coloración pardo rojiza. Este tramo de la secuencia neógena se observa en contacto

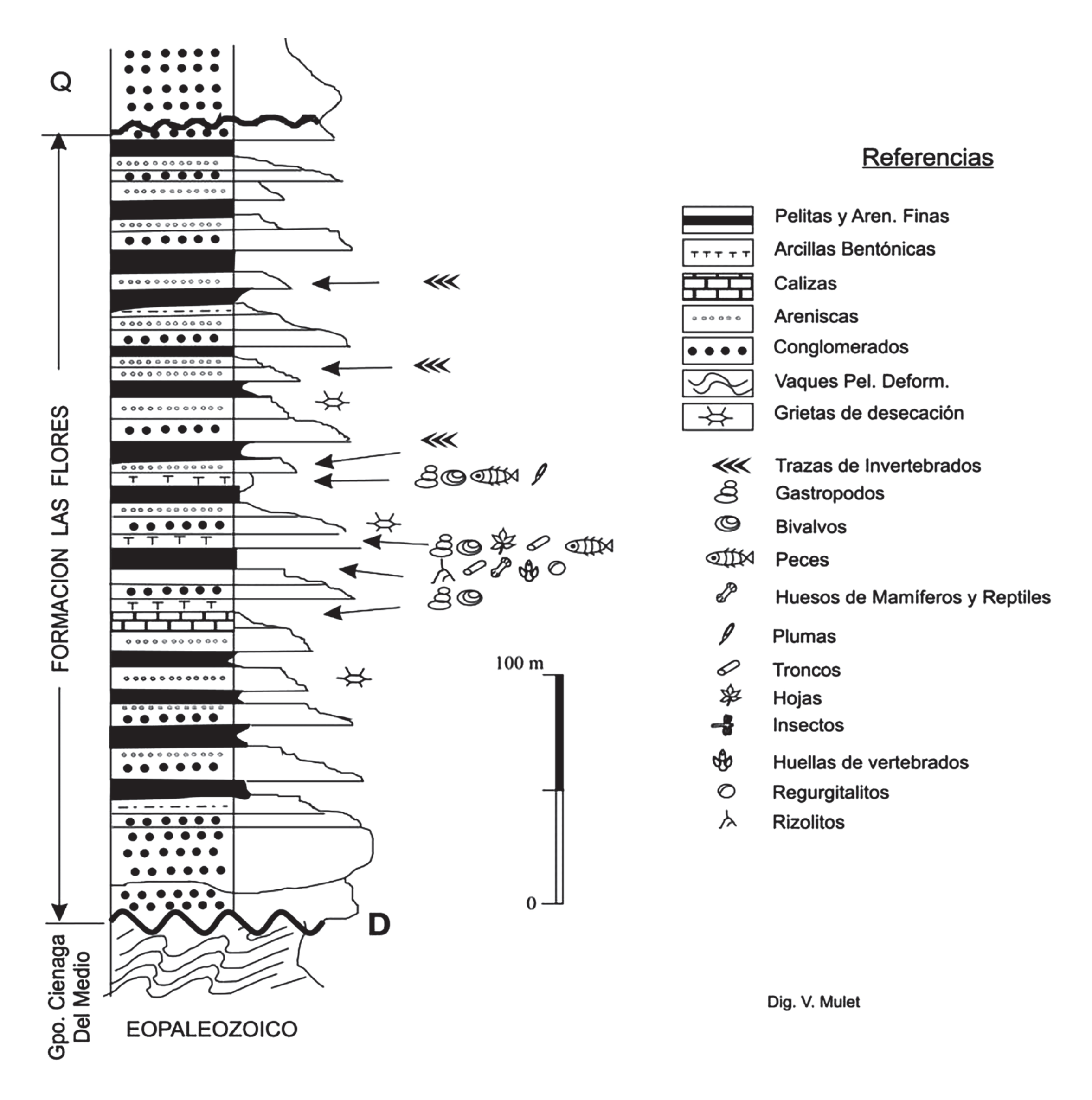


Figura 2. Estratigrafía y contenido paleontológico de la secuencia neógena de Puchuzum (Departamento Calingasta) (basado en Peralta *et al.*, 1995 y Contreras, 1996).

discordante con depósitos silicoclásticos de edad Eopaleozoica, que es asignado al Grupo Ciénaga del Medio (Peralta *et al*., 1995), evidenciando la presencia de un paleorrelieve sobre el cual se depositó el Neógeno local.

La interpretación general de la secuencia neógena de la Quebrada Candelaria es que se originó en un sistema de abanicos aluviales, con episodios de flujos entrelazados "braided" con desarrollo de planicies de inundación y un lago (Lago Puchuzum) con diversas etapas de avance y retroceso, que han sido correlacionados por su similitud con la Formación Las Flores, en la Cuenca de Iglesia-Rodeo por (Wetten, 1975; Beer *et al*., 1990; Re y Barredo, 1994).

La mayor parte de los restos de paleovertebrados constatados en el tramo medio de la secuencia de la Quebrada Candelaria (figura 2), entre los que se destacan, restos óseos e icnitas de mamíferos y aves, que proceden de los niveles dispuestos entre los dos primeros mantos de arcillas bentoníticas conformando una asociación poco numerosa, en número de individuos, pero sí muy diversa, de tal forma que ha permitido asignar la misma a la Edad Huayqueriense (Mioceno Superior tardío) (Peralta *et al*., 1995; Contreras *et al*., 1995; Contreras, 1996; Cerdeño y Contreras, 2000; Contreras y Peralta, 2011).

Iglesia – Rodeo - Angualasto (Iglesia)

Las sedimentitas neógenas que conforman la "Cuenca de Iglesia" poseen un espesor que supera los 3.500 m y representan el registro generado en una depresión ubicada entre Cordillera Frontal, por el oeste y Precordillera, por el este, en la región noroeste de la provincia de San Juan (Wetten, 1975) (figura 1). El origen y evolución de la misma, se vinculan con las primeras etapas de los frentes de corrimientos andinos (cuencas de antepaís), en coincidencia con los procesos iniciales de subducción de bajo ángulo, de la placa de Nazca respecto a la Sudamericana, hecho ocurrido hace unos 20 Ma. (Snyder *et al*., 1990; Beer y Jordan, 1989; Beer *et al*., 1990).

La Cuenca de Iglesia, presenta una forma elongada, extendiéndose por unos 70 km en sentido norte-sur y unos 20 km en sentido este-oeste. Los afloramientos neógenos, muestran una mayor continuidad y calidad, en las localidades de Angualasto, Tudcum, Rodeo, Las Flores e Iglesia (Wetten, 1975). También, se han reconocido sedimentitas correlacionables con los términos superiores de la secuencia de Iglesia, en el área de Puchuzum-Villa Nueva (Calingasta), a unos 90 km al sur de la localidad de Iglesia (Peralta *et al*., 1995).

Los datos aportados por la sismoestratigrafía indican depocentros sedimentarios con espesores de unos 3.500 m, en cambio, las secciones aflorantes, especialmente las registradas sobre el borde oriental de la cuenca y en correspondencia con los niveles inferiores y medios de la secuencia neógena, no exceden los 600 m para el área de Rodeo (Johnson *et al*., 1987) y unos 900 m para el área de Angualasto, información que indicaría un progresivo acuñamiento de la secuencia neógena hacia sus bordes (Beer *et al*., 1987; Beer *et al*., 1990; Jordan *et al*., 1997).

Se han propuesto diferentes esquemas de interpretación y nomenclatura de las secuencias estratigráficas neógenas de la Cuenca de Iglesia (tabla 1). Las mismas

surgen del hecho de que los depósitos se reconocen superficialmente de manera saltuaria, con significativos cambios faciales y acuñamientos laterales, aspectos sedimentológicos propios de un relleno sedimentario donde prevalecieron ambientes aluviales, desarrollados en áreas estrechas y en concomitancia con eventos tectónicos intra y extracuencales.

El primer investigador del neógeno del valle de Iglesia designó con el nombre de Grupo Iglesia, a los sedimentos de esta edad y región, integrado por las formaciones Lomas del Campanario y Las Flores (Wetten, 1975). La Formación Lomas del Campanario se compone de un miembro inferior aglomerádico volcánico y uno miembro superior conglomerádico poligénico, con predominancia de clastos volcánicos y con intercalaciones tobáceas (Wetten, 1975) (figura 3). Para esta sección, se han descripto facies de avalanchas volcánicas, indicando como posible centro de efusión el área del Cerro Negro de Iglesia (Bercowski, 1993; Ré *et al.*, 1994). La Formación Las Flores sobreyace en discordancia erosiva a la formación anterior, presentando una sección inferior conglomerádica y una superior, integrada por potentes bancos de areniscas tobáceas grises y conglomerados con clastos de andesitas, culminando la secuencia con areniscas y pelitas bien estratificadas, de tonos rojizos, castaños y amarillentos (Wetten, 1975) (figura 3).

En la Hoja Geológica 18 C Jáchal se designó como Formación Rodeo (Furque, 1979) a las sedimentitas que integran el Grupo Iglesia (*sensu*Wetten, 1975) (tabla 1), describiendo una sección inferior conglomerádica con clastos de rocas efusivas, areniscas conglomerádicas y areniscas finas. La sección superior integrada por alternancias de areniscas de tonos rosados, grises y blanquecinos de composición tobácea, culminando la secuencia con areniscas pardas rojizas.

Para el área de Cuesta del Viento, sector nororiental de la cuenca, Gagliardo *et al.* (2001) han identificado cinco secciones estratigráficas, con un espesor de 510 m. Una unidad basal de brechas poligénicas (Sección I), la que infrayace a niveles de brechas volcánicas, tobas e ignimbritas (Sección II). Ambas, correlacionadas con los miembros aglomerádicos y conglomerádicos, de la Formación Lomas del Campanario (*sensu* Wetten, 1975). La Sección III está compuesta por areniscas claras y conglomerados intercalados, la Sección IV con pelitas, areniscas y esporádicos niveles

Tabla 1. Síntesis de las interpretaciones y nomenclaturas utilizadas para la estratigrafía del Neógeno del valle de Iglesia (San Juan, Argentina).

<table>
<tr><th colspan="2">Wetten (1975)</th><th>Furque (1975)</th><th colspan="2">Beer *et al* (1990)</th><th colspan="2">Contreras *et al.* (1990)</th><th>Gagliardi *et al.* (2001)</th><th colspan="2">Ré *et al.* (2003)</th></tr>
<tr><td rowspan="2">Grupo Iglesia</td><td>Fm Las Flores</td><td rowspan="2">Fm Rodeo</td><td rowspan="2">Fm Rodeo</td><td>Mb. Las Flores</td><td rowspan="2">Grupo Iglesia</td><td>Fm Las Flores</td><td rowspan="2">Fm Rodeo</td><td rowspan="2">Grupo Iglesia</td><td>Secuencia 2-11 Fm Las Flores</td></tr>
<tr><td>Fm Lomas del Campanario</td><td>Mb. Lomas del Campanario</td><td>Fm Lomas del Campanario</td><td>Secuencia 1 Fm Lomas del Campanario</td></tr>
</table>

conglomerádicos y la Sección V formada por pelitas y areniscas, estas tres últimas secciones han sido correlacionadas con la Formación Las Flores (*sensu* Wetten, 1975) (figura 3). También, proponen que las formaciones Lomas del Campanario y Las Flores, son tramos estratigráficos parciales de la Formación Rodeo (*sensu* Furque, 1975), desestimando la relación de discordancia angular para el contacto entre esas unidades reconocida por Wetten (1975) y Contreras *et al.* (1990). Por ello consideran que la designación de Formación Rodeo, para identificar a la secuencia neógena de Iglesia, sería la más adecuada (Gagliardo *et al.*, 2001) (tabla 1). Las rocas del Grupo Iglesia afloran en las cercanías de las localidades de Angualasto, Rodeo y Tudcum, y han sido estudiadas por métodos sismográficos (Beer *et al.*, 1990; Jordan *et al.* l996, Jordan *et al.*, 1997) que ha permitido identificar once secuencias depositacionales en esta unidad, separadas entre sí por superficies de discordancias erosivas, de las cuales al menos siete están aflorando (secuencias 1 a 7). Ré *et al.* (2003) indicaron que la secuencia 1 podría ser equivalente a la Formación Lomas del Campanario

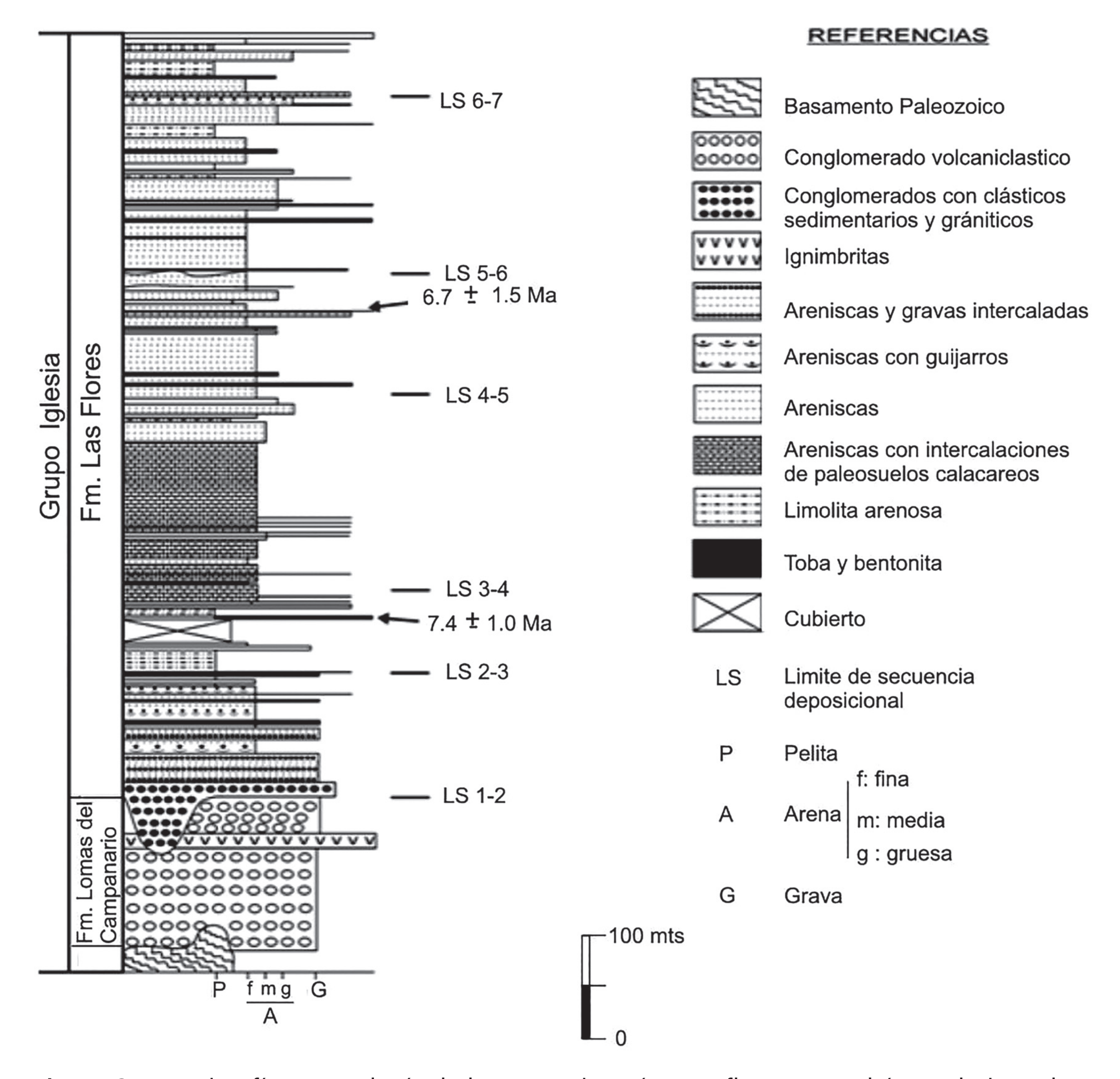


Figura 3. Estratigrafía y cronología de la secuencia neógena aflorante en el área Iglesia-Rodeo-Angualasto (Departamento Iglesia) (modificado de Contreras *et al.*, 2013).

(*sensu* Wetten, 1975), mientras que el conjunto que va desde la secuencia 2 hasta la 11, indudablemente corresponde a la Formación Las Flores (*sensu* Wetten, 1975) (tabla 1). Las dataciones radiométricas realizadas en los diferentes niveles del Grupo Iglesia evidenciaron un rango de edades que varía entre 19, 8±1.1 Ma y 5, 1±0, 1 Ma (Leveratto, 1976, Johnson *et al.*, 1987; Jordan *et al.*, 1993; Jordan *et al.*, 1997; Ré *et al.*, 2003). En relación a ello, plantearon que la secuencia 1 habría comenzado a acumularse hace unos 17 Ma, durante el Mioceno medio, mientras que el conjunto de secuencias que va desde la 2 hasta la 11, se habría acumulado entre los 8, 8 Ma y los 4, 0 Ma, durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano (Ré *et al.*, 2003).

Los datos paleontológicos éditos son concordantes con la cronología analizada anteriormente (Contreras y Castro, 1991; Contreras, 2007b, Contreras *et al.*, 2013). Entre ellos se destaca la primera mención de *Macrochorobates scalabrinii* en la provincia de San Juan, incrementando el área de distribución en el territorio argentino y corroborando su abundancia en los valles intermontanos del noroeste (Contreras *et al.*, 2013). A su vez, confirman la propuesta previa (e.g., Scillato-Yané, 1982; Tauber, 2005; Brandoni *et al.*, 2012) que sugiere una conexión biogeográfica entre la Región Subandina y la Región Pampeana, durante el Mioceno tardío. Este período, coincide con la Edad de las Planicies Australes (Mioceno tardío-Plioceno tardío) (Pascual y Bondesio, 1982), etapa durante la cual los pastizales y las sabanas herbáceas dominaron los paisajes de América del Sur y el levantamiento de la Cordillera Frontal, en el noroeste de la Argentina, provocó la aridización de las áreas ubicadas entre la Cordillera Central y las Sierras Pampeanas (Pascual *et al.*, 1996; Ortiz Jaureguizar, 1998; Ortiz Jaureguizar y Cladera, 2006). En concordancia con esto, Ruskin y Jordan (2007) indicaron que el lapso 6.9-6.3 Ma, en el que se encuentra representado el nivel portador de *M. scalabrinii* se corresponde con el desarrollo de un período de frío global (Zachos *et al.*, 2001), durante el cual la cuenca de Iglesia se caracterizó por un marcado incremento en las condiciones de aridez y la expansión de vegetación de tipo C4. Estas interpretaciones son coherentes con las exigencias ecológicas inferidas para *M. scalabrinii*, el cual habría estado adaptado a condiciones climáticas templado-cálidas, similares a las de la actual región chaqueña, y ambientes abiertos, semiáridos, con desarrollo de pastizales o parcialmente arbolados; según se deduce de la comparación con los representantes actuales de mayor talla de la tribu Euphractini (Scillato-Yané, 1975; Scillato-Yané, 1979; Carlini y Scillato-Yané, 1995).

Loma de Las Tapias (Ullum – Albardón)

La sucesión sedimentaria neógena expuesta el área Loma de Las Tapias, en el centro de la provincia de San Juan (figura 1), fue conocida oportunamente con la denominación de Estratos Calchaqueños (Stappembeck, 1910) y se debe una primera asignación temporal al Plioceno, basado en el hallazgo de restos de vertebrados (Groeber y Tapia, 1926). A partir de la década del 80 se inició una serie de estudio sobre el área, que ha permitido comprender con bastante detalle los principales aspectos geológicos: estructura, sedimentología, geomorfología y cronología (Bercowski *et al.*, 1986, 1987; Contreras *et al.*, 2001; Milana *et al.*, 2003; Rodríguez, 2004;

Suvires y Contreras, 2011); paleontología y bioestratigrafía (Contreras, 1981, 1989, 1990, 1991, 2000; Contreras *et al.*, 1990, 2001; Contreras y Acosta, 1998; Soria, 2001; Ciancio *et al.*, 2006; Contreras y Baraldo, 2011; Olivares *et al.*, 2013, 2016; Miño-Boilini *et al.*, 2014; González Ruiz *et al.*, 2014; Agnolin *et al.*, 2016).

La información estratigráfica, cronológica y bioestratigráfica que se dispone sobre el Neógeno de Loma de Las Tapias, ofrece la perspectiva de contar con otra secuencia fosilífera tipo del Neógeno en el Oeste de Argentina. Sobre la base de las características que presenta el área, como son: una alta diversidad de taxones de mamíferos, una secuencia limitada por sendas discordancias regionales, un conjunto de datos cronológicos (datación radiométrica y magnetoestratigrafía) y además, una escasa complejidad estructural de los afloramientos, hacen posible contrastar esta secuencia con otras contemporáneas de la región oeste y este de nuestro país.

La región de Loma de Las Tapias, está ubicada en la porción marginal de la Precordillera Oriental (*sensu* Ortiz y Zambrano, 1981). La columna estratigráfica local, se inicia con calizas y margas calcáreas correspondientes a la Formación La Laja (Cámbrico inferior-medio) que conforman la Sierra de Marquezado y el extremo austral de la Sierra de Villicum (Bordonaro, 1980), delimitando estos asomos de rocas paleozoicas, se extiende una amplia zona deprimida, en la cual se desarrolla la sucesión neógena de Loma de Las Tapias, compuesta por las formaciones: Loma de Las Tapias, Mogna y El Corral, con un relieve de suaves lomadas, sobre el cual la erosión ha elaborado un paisaje típico de huayquerías o tierras malas "badlands".

La Formación Loma de Las Tapias fue reconocida originalmente y subdividida en tres miembros: Limolita La Colmena, Arenisca Albardón y Conglomerado El Chilote (Serafini *et al.*, 1986). Posteriormente, se ha identificado en los depósitos que constituyen el Miembro Conglomerado El Chilote (Fm Loma de Las Tapias, *sensu* Serafini *et al.*, 1985), dos unidades litoestratigráficas que son las formaciones Mogna y El Corral (Rodríguez, 2004), con amplia distribución en el ámbito de la Precordillera Oriental y Central, en la región que se extiende al norte del río San Juan.

Formación Loma de Las Tapias.— Está integrada por un miembro inferior denominado Limolita La Colmena, compuesto por un conglomerado basal de carácter brechoso, de pocos metros de espesor, sucedido por limolitas, pardo claras y arcilitas, pardo rojizas interestratificadas, que alternan con areniscas finas y medias, grisáceas. Las limo-arcilitas presentan laminación paralela y grietas de desecación. En la base de las areniscas, suele observarse granulometría más gruesa y estratificación cruzada. Este miembro posee un espesor de 263 m. El miembro superior denominado Miembro Arenisca Albardón, posee un espesor de 1.100 m, está constituido por areniscas conglomerádicas tobáceas y alternancias de areniscas finas, medias y gruesas de color gris y gris parduzco. Con limolitas pardo claras y arcilitas pardo rojizas, entre las que se intercalan bancos conglomerádicos. Estos últimos, se hacen más frecuentes e incrementan su espesor hacia la parte superior del miembro.

El ambiente de sedimentación de esta unidad litoestratigrafica, ha sido estudiado por Bercowski *et al.* (1987) y Contreras *et al.* (2001), para quienes la secuencia es típicamente granoestratocreciente, lo cual indica una periódica elevación del área de

aporte, originado la progradación de los depósitos de planicie fluvial anastomosada media, sobre el sector distal de un abanico aluvial "playa lake", durante la evolución de una cuenca de antepaís "forelandbasin".

Formación Mogna.— Esta unidad corresponde, en parte, al ex Miembro Conglomerado El Chilote, de la Formación Loma de Las Tapias (*sensu* Serafini *et al*., 1986). Según, Rodríguez (2004), esta unidad presenta tres miembros diferenciados en base a características litofaciales y paleoambientales. Se trata de una secuencia sedimentaria granoestratocreciente con una potencia total de 522 m. Localmente los estratos presentan forma tabular. En su base presenta un pasaje transicional con la infrayacente Formación Loma de Las Tapias y su techo está delimitado por el cambio de facies conglomerádicas fluviales de esta formación, a las conglomerádicas aluviales (Bajadas) de la Formación El Corral.

Formación El Corral. Corresponde a los términos estratigráficos cuspidales del ex Miembro Conglomerado El Chilote, Formación Loma de Las Tapias (Serafini *et al*., 1986). Esta unidad litoestratigrafica ha sido reconocida por Rodríguez (2004) en el área de Loma de Las Tapias, presentando un espesor total de 120 m y está compuesta por conglomerados de color gris claro a oscuro y limo-arcilitas pardo rojizas. Los clastos de los conglomerados son de origen ígneo y sedimentario (areniscas y grauvacas), aunque el porcentaje de las grauvacas aumenta hacia el techo casi un 50 % y donde participan de manera importante clastos de rocas carbonáticas. En su base, presenta un pasaje neto transicional con la Formación Mogna infrayacente y su techo presenta una relación discordante, tanto erosiva como angular, con los depósitos cuaternarios.

La correlación de la columna estratigráfica de Loma de Las Tapias se ha realizado en base a la información de carácter primario disponible, como es la datación radiométrica de una toba ubicada en el Miembro Arenisca Albardón (Formación Loma de Las Tapias), para la cual obtuvieron una edad de 7.0 $\pm$0.9 Ma (Bercowski *et al.*, 1986) (figura 4). Además, la bioestratigrafía, en base de las asociaciones de paleovertebrados, fundamentalmente de mamíferos. Los paleovertebrados documentados en esta cuenca, se distribuyen mayormente entre los niveles superiores del Miembro Limolita La Colmena (Formación Loma de Las Tapias) y la mitad inferior del Miembro Arenisca Albardón, de esta misma unidad, de cuyo análisis se desprende que los taxas de mamíferos registrados en las asociaciones A y B (tabla 2), representan grupos faunísticos característicos de las edades Chasiquense y Huayqueriense, respectivamente (Contreras 1991, 2000, 2007[a]; Contreras *et al.*, 2001; Contreras y Baraldo, 2011, Mones, 2014) (figura 4).

Por último, Bercowski *et al.* (1986) analizaron y establecieron la historia de polaridad magnética, para gran parte de la columna estratigráfica neógena local. Esta historia magnetoestratigráfica está acotada estratigráficamente a los niveles cuspidales del Miembro Limolita La Colmena (Formación Loma de Las Tapias), que afloran en el costado nordeste del aliviadero de la Presa de Embalse Ullum, abarcando todo el tramo correspondiente al Miembro Arenisca Albardón (Formación Loma de Las Tapias) y los términos inferiores de la Formación Mogna, ambos expuestos ampliamente en el faldeo occidental de Loma de Las Tapias. La historia

de polaridad magnética local aportada por Bercowski *et al*. (1986) presenta una morfología en la cual se reconocen cinco magnetozonas de polaridad normal y seis magnetozonas de polaridad inversa y fue comparada oportunamente con escalas de tiempo que hoy se encuentran superadas por la GTS de Gradstein *et al.* (2004) y los valores cronológicos de los límites de las magnetozonas han variado considerablemente (figura 4).

La cronología de los términos basales y cuspidales, de la columna estratigráfica

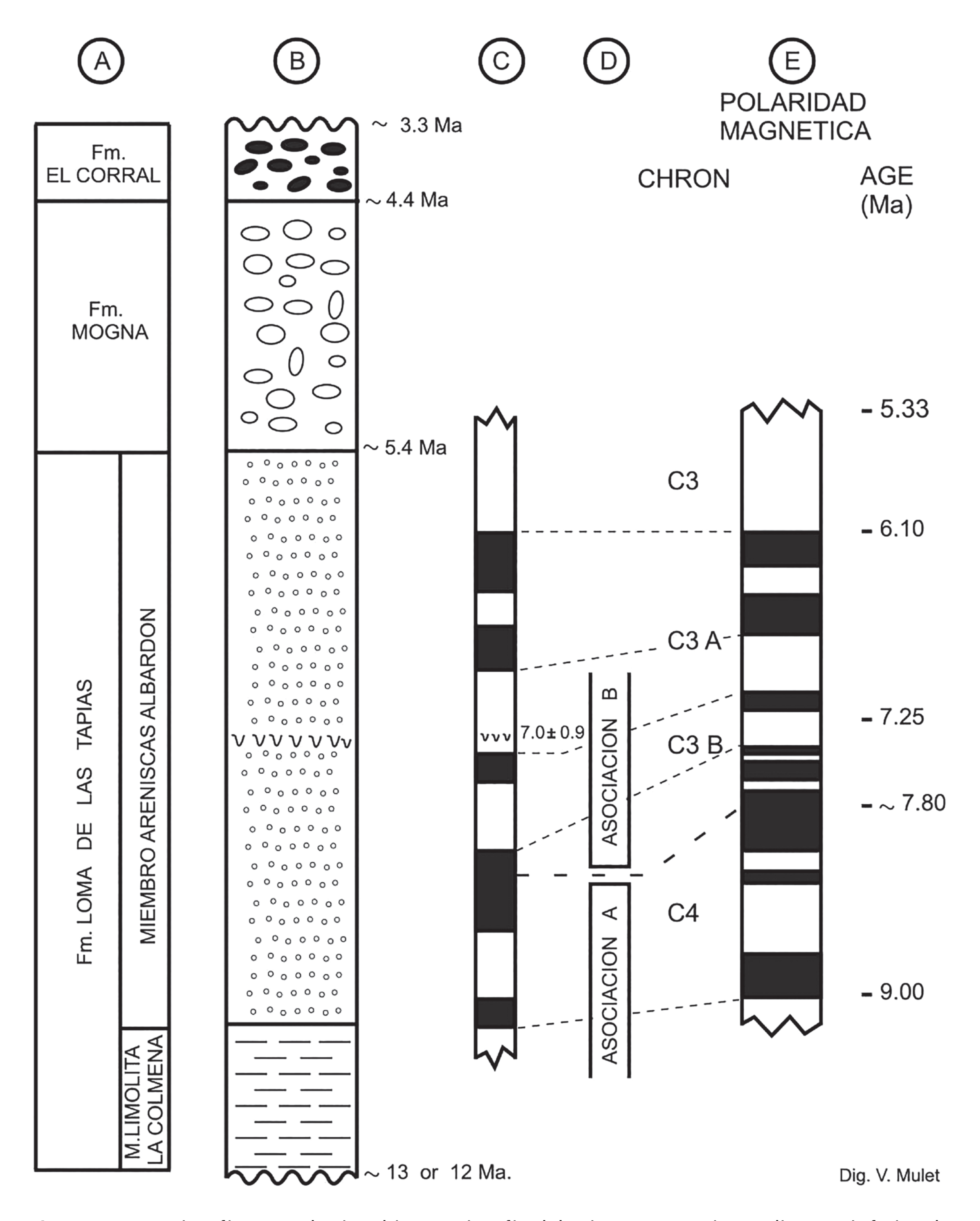


Figura 4. Estratigrafía, cronología y bioestratigrafía del Mioceno superior – Plioceno inferior de Loma de Las Tapias (departamentos Ullum y Albardón) (tomado de Contreras y Baraldo, 2011).

de Loma de Las Tapias, se han calculado a partir de tasas de acumulación extrapoladas y estimadas para ambos tramos (Contreras *et al.*, 2001; Rodríguez, 2004). Las relaciones estratigráficas de la sección neógena de Loma de Las Tapias, están indicadas por una paraconcordancia, para la base, con el Miembro Calcáreo Margoso Inferior de la Formación La Laja, de edad Cámbrico inferior (Bordonaro, 1980), y una discordancia angular y por fallas en sectores localizados, con la cubierta cuaternaria (Serafini *et. al.*, 1986; Contreras *et al.*, 2001; Rodríguez, 2004).

La sección neógena de Lomas de Las Tapias, constituida por las formaciones Loma de Las Tapias, Mogna y El Corral, se encuentra limitada por sendas discontinuidades que, según datos cronológicos independientes (paleontológicos y paleomagnéticos), permiten correlacionarla dentro del cuadro del diatrofismo andino (Irigoyen, 1969), con la Fase Quechua, desarrollada en el Mioceno medio (aproximadamente a los 13 o 12 Ma), y la Fase Diaguita, ocurrida a mediado del Plioceno (aproximadamente a los 3, 5 Ma). Esta última, con fases previas (Van der Hammer *et al.*, 1973) documentadas en la sección de Loma de Las Tapias, por la aparición de niveles conglomerádicos cerca de los 9 Ma (Contreras y Baraldo, 2011).

En general, se interpreta que el Neógeno de Loma de Las Tapias corresponde a una secuencia continental granoestratocreciente producto de la elevación periódica del área de aporte, originando en consecuencia, la programación, en primera instancia, de la parte proximal de un abanico aluvial (Formación Mogna) y luego el desarrollo de conos aluviales (Formación El Corral), sobre una planicie fluvial anastomosada (Bercowski *et al.*, 1987) representada por los dos miembros de la Formación Loma de Las Tapias y correspondientes ambos al paleorío San Juan (*sensu* Milana, 1991 y Rodríguez, 2004).

Sierras de Huaco – Mogna – del Morado (Jáchal)

Las unidades neógenas aflorantes al norte de la ciudad de San Juan, en el departamento Jáchal, forman parte de un conjunto de serranías que en dirección norte- sur, reciben los nombrede sierras de Huaco, Mogna y del Morado (figura 1). Estos afloramientos constituyen una de las series continentales más completas de la región, con un espesor aproximado de 6.000 m de potencia.

Losestudios geológicos se han realizado principalmente en las zonas que comprenden las sierras de Huaco y del Morado. Algunos autores han utilizado el nombre de sierra de Mogna para describir los depósitos aflorantes en la sierra del Morado (Cuerda *et al.*, 1984; Milana, 1991; Furque *et al.*, 2003; Milana *et al.*, 2003; Cuerda *et al.*, 1981), sin diferenciar que se tratan de dos cordones serranos diferentes, interceptado transversalmente por el río Jáchal. Al sur del río, la sierra recibe el nombre geográfico de Sierra del Morado y al norte, Sierra de Mogna. En la presente publicación, se utiliza los nombres formales que figuran en el mapa de la Dirección Regional de Catastro de la Provincia de San Juan, para designar las distintas serranías de la zona.

Tabla 2. Listado de Taxones que integran las dos asociaciones de vertebrados reconocidas para la Formación Loma de Las Tapias.

CUADRO DE LAS ASOCIACIONES DE TAXONES PRESENTES EN LA FORMACION LOMA DE LAS TAPIAS

Asociación A:

Mammalia: Marsupialia: Didelphidae: *Thylatheridium sp.*
Borhyaenidae: *Contrerascynus borhyaenoides*
Xenarthra: Dasypodidae: *Homopeltephilus sp.*
Vetelia gandhii
Kraglievichia sp.cf. K. paranense
Proeuphractus sp.
Prozaedyus sp.
Chasicotatus sp.
Glyptodontidae:?*Palaeohoplophorus sp.*
Megatheriidae: *Plesiomegatherium sp.*
Nothrotheriinae: gén et sp. indet.
Rodentia: Hydrochoeridae: *Cardiatherium chasicoense*
Dinomyidae: *Carlesia pendolai*
Tetrastylus sp.
Caviidae: *Cardiomys sp.*
Chinchillidae: *Lagostomopsis sp.*
Litopterna: Proterotheriidae: *Neobrachytherium ullumense*
Macraucheniidae: *Theosodon sp.*
Notoungulata: Interatheriidae: *Protypotherium sp.*
Mesotheriidae: *Typotheriopsis chasicoensis*
Hegetotheriidae: *Paedotherium minor*
Hemihegetotherium torresi
? H. achathaleptum
Toxodontidae*: Paratrigodon sp.*
Ocnerotherium sp.
Reptilia: Squamata: Teiidae indet.
Chelonia: Cryptodira: Testudinidae indet.
Aves: Neognathae: Charadriiformes, Thinocoridae indet.

Asociación B:

Mammalia: Marsupialia: Didelphidae: gen. et sp. indet.
Xenarthra: Dasypodidae: *Vassallia sp.*
Chorobates villosissimus
Euphractinae indet.
Kraglievichia sp.
Glyptodontidae: *? Hoplophractus sp.*
Megalonychidae: gen. et sp. indet.
Nothrotheriinae: gen. et sp. indet.
Rodentia: Abrocomidae: *Protabrocoma sp.*
Echimyidae: *Ullumys pattoni*
Hydrochoeridae: *Cardiatherium sp.*
Eumegamyidae: *Gyriabrus sp.*
Caviidae: *Orthomyctera sp.*
Chinchillidae: *Lagostomopsis sp.*
Litopterna: Macraucheniidae: gen. et sp. indet.
Notoungulata: Mesotheriidae: *Typotheriopsis ?silveyrai*
Hegetotheriidae: *Hemihegetotherium achathaleptum*
Paedotherium sp. cf. P. borrelloi
Toxodontidae: *gen. et sp. indet.*

Amphibia: Anura: Ceratophryidae: *Ceratophrys sp.*

Los afloramientos en el área de la Sierra del Morado (= Sierra de Mogna para otros autores) representan la secuencia más completa del Neógeno de la región, con su base expuesta. Algunas unidades estratigráficas, tienen continuidad hacia el norte, en la Sierra de Huaco y en el sur, afloran en el extremo norte de la Sierra de Villicum y en Loma de Los Pozos, ubicada al oeste de Sierra del Morado (figura 1).

La información sobre el área, está integrada por dos líneas de estudio: una de carácter regional, que muestran grandes lineamientos geológicos de la cuenca de

antepaís (Fielding *et al.*, 1989; Allmendinger *et al.*, 1990; Jordan *et al.*, 1993; Zapata y Allmendinger, 1996) y la otra, de carácter local, con información cronoestratigráfica (Johnson *et al.*, 1986; Jordan *et al.*, 1990), sedimentológica (Beer *et al.*, 1987; Beer y Jordan, 1989; Damanti y Jordan, 1989; Milana *et al.*, 2003) y paleontológica (Pascual y Bondesio, 1963; Contreras y Gargiulo, 1986; Contreras *et al.*, 1998) que han permitido interpretar las secuencias de las sierras del Morado y Huaco, como resultado de la evolución tectosedimentaria de la cuenca del Bermejo. Ésta cuenca, en el Neógeno, ocupo el área centro y norte de la Provincia de San Juan, abarcando grandes áreas de la Sierras Pampeanas Occidentales y toda Precordillera, Oriental y Central (Jordan *et al.*, 1999).

A continuación se describe brevemente las unidades estratigráficas, siguiendo el esquema estratigráfico propuesto por Kelly (en Pascual y Bondesio, 1963), cuya utilización fue analizada y propuesta por Contreras *et al.* (1990) y actualmente, reconocida por otros autores (Milana, 1991; Milana *et al.*, 2003).

Formación Rio Salado.— Aflora en las sierras de Huaco y del Morado y en el norte de la Sierra de Villicum. El espesor medido en la Sierra del Morado, es de 200 m y sobreyace a unidades paleozoicas y mesozoicas, mediante una discordancia de bajo ángulo. Esta unidad, está integrada por tres miembros: el inferior, conglomerádico; el medio, con pelitas homogéneas y con niveles de bentonitas y el superior, con predominancia de areniscas (Milana, 1991). El ambiente sedimentario se interpreta como depósitos de "playa lake" limoso, con épocas de inundación que favorecen la bioturbación y épocas de desecación, pasando a fluvial efímero con canales explayados y capas arenosas en la planicie de intercanales (Milana *et al.*, 2003). Un nivel de bentonita, del miembro medio, fue datado por el método de traza de fisión, en la Sierra de Huaco, obteniéndose una edad 17.0 ±1.9 Ma (Tabbutt *et al.*, 1987) (figura 5). Los resultados magnetoestratigráficos indican que el rango cronológico de esta formación es de 18 a 16 Ma, ubicándola en el intervalo Mioceno inferior alto – Mioceno medio (Milana, 1991; Milana *et al.*, 2003) (figura 5).

Formación del Jarillal.— Con espesores variables, en la Sierra del Morado de 800 m; en la Sierra de Huaco de 750 m (Beer *et al.*, 1987) y menor, en el extremo norte de la Sierra de Villicum. Esta unidad esta diferenciada en tres miembros: el inferior, con predominio de arenas y pelitas rojas; el medio, con predominio de pelitas, yeso y el superior, con bancos de areniscas amalgamados (Milana, 1991). Las relaciones estratigráficas son transicionales con la infrayacente Formación Rio Salado y con la suprayacente Formación Huachipampa. Este contacto superior, marca una ruptura en las características estratigráficas, determinado por las variaciones ambientales vinculadas al cambio climático en el Mioceno (Beer *et al.*, 1987). El ambiente sedimentario es interpretado como un sistema fluvial efímero, caracterizado por los canales arenosos tabulares, que hacia techo se amalgaman y planicies aluviales limosas (Milana *et al.*, 2003).

Originalmente, esta formación, fue asignada al Terciario superior (Plioceno) por Kelly (1962). En los niveles superiores de esta unidad, fueron detectadas y colectadas huellas de vertebrados, que fueron asignadas a reptiles triásicos (Casamiquela en

Cuerda *et al.*, 1984). Un estudio posterior, de estas icnitas, determinó que correspondían a mamíferos, lo que permitió asignar un rango temporal Mioceno inferior a medio, para ésta formación (Contreras y Gargiulo, 1986). Según comparaciones magnetoestratigráficas sus límites formacionales estarían entre 16, 5 Ma y 8, 5 Ma (Milana, 1991).

Formación Huachipampa.— Posee un espesor de 500 m, en la Planicie de Huachipampa y disminuye a 100 m, en el área de la Sierra del Morado (Milana, 1991), en tanto en la Sierra de Huaco, posee una potencia de 600 m (Johnsson *et al.*, 1986). Compuesta por areniscas tobáceas, de gran continuidad lateral, que pasan a pelitas muy bioturbadas con niveles limo-arenosos. Las relaciones estratigráficas de la Formación Huachipampa son concordantes y transicionales en techo (Fm Quebrada del Cura) y base (Fm Quebrada del Jarillal). Por sus características se interpreta un ambiente fluvial de ríos entrelazados someros y explayados, en clima árido (Milana, 1991; Milana *et al.*, 2003).

Los restos de paleovertebrados documentados en ésta formación y estudiados por Pascual y Bondensio (1963), la asignan al Plioceno. En la Sierra de Huaco se data el primer nivel de arenisca tobáceas, dando una edad de 10.3 Ma (Johnsson *et al.*, 1986).

Formación Quebrada del Cura.— Presenta un espesor de 1.450 m en la Sierra de Huaco (Johnsson *et al.*, 1984) y de 643 m, en la Sierra del Morado (Milana *et al.*, 2003). Integrada por tres miembros: el inferior y superior, con predominancia de pelitas ricas en yeso y el medio compuesto por pelita, en parte arenosa y yeso (Milana *et al.*, 2003). Las relaciones estratigráficas son concordante y transicionales, con la suprayacente Formación Río Jáchal y con la subyacente Formación Huachipampa. El ambiente es interpretado, en la Sierra del Morado (= Sierra de Mogna) como depósitos fluviales efímeros de baja pendiente (Milana *et al.*, 2003). En la Sierra de Huaco, se ha obtenido por traza de fisión una edad de 7.1 ±0.8 Ma, en cenizas volcánicas (Johnson *et al.*, 1986), permitiendo interpretar que las mismas se depositaron entre 8.25 y 6.25 Ma, durante el Mioceno superior (Jordan *et al.*, 1990) (figura 5).

Formación Río Jáchal.— En la Sierra de Huaco presenta un espesor de 2.500 m, de los cuales, 1.500 m de espesor superior corresponde a conglomerados (Johnsson *et al.*, 1984); en la Sierra del Morado (= Sierra de Mogna) presenta un espesor de 1.108 m (Milana *et al.*, 2003). Dividida en tres miembros: el inferior, constituido por limos verdes claros y oscuros, con una capa continua de coquinas de gasterópodos y pelecípodos (Kelly, 1962); el miembro medio, caracterizados por facies heterolíticas arenosas, con numerosas grietas de desecación y el miembro superior, integrado por areniscas y pelitas, con estructuras de deformación y bioturbación. Se interpreta estos depósitos originados por ríos efímeros, con sistemas lagunares y planicies aluviales dominadas por corrientes de manto (Milana, 1991). El miembro inferior indica condiciones ambientales con mayor aporte hídrico, mientras que el medio y superior indicarían un clima más árido (Milana *et al.*, 2003). En las facies heterolíticas aflorantes en la Sierra del Morado (= Sierra de Mogna), se han do-

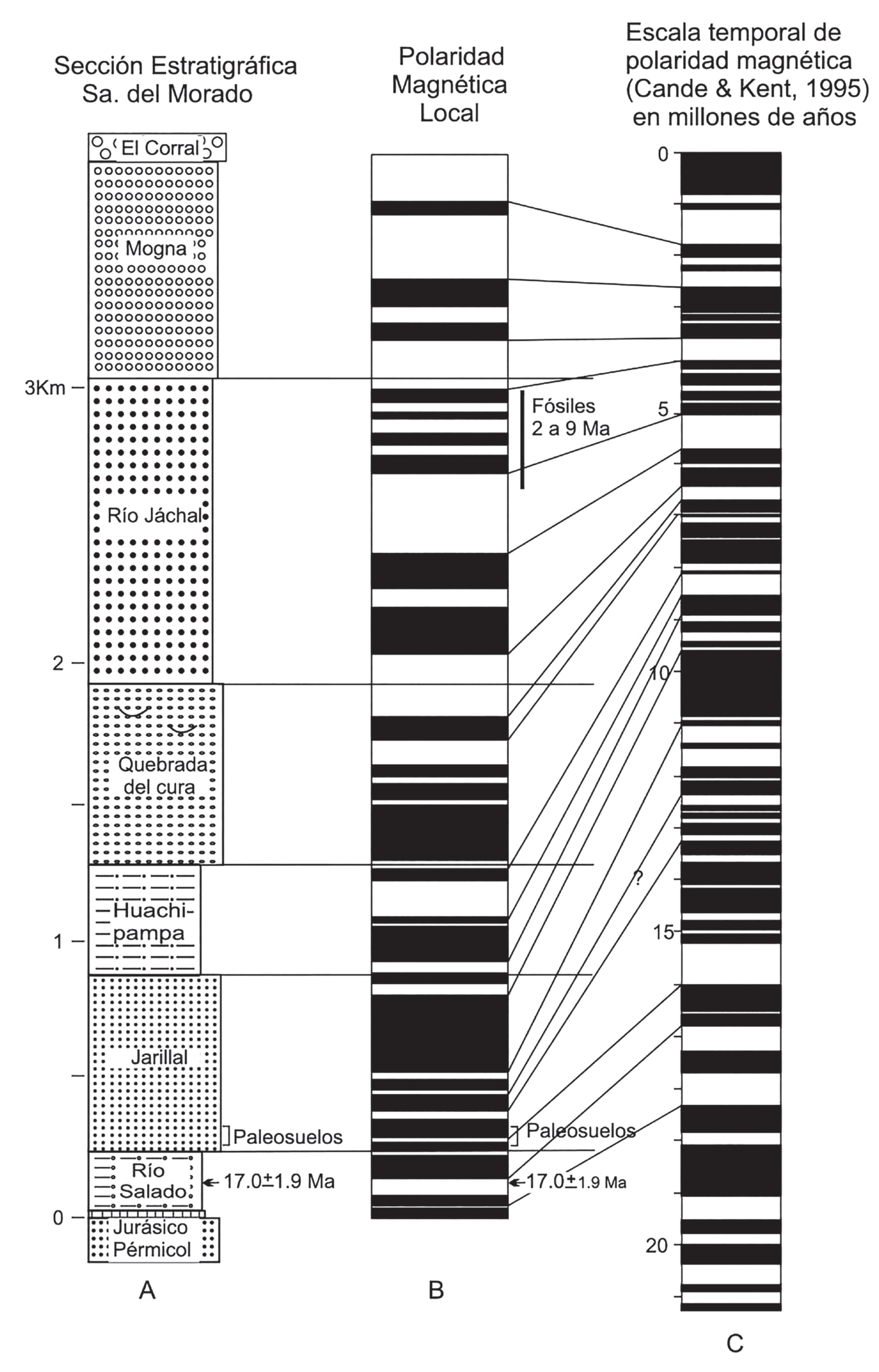


Figura 5. Sección estratigráfica esquemática de la Sierra del Morado (= Sierra de Mogna); historia de polaridad magnética local y correlación con la escala de polaridad magnética global (modificado de Milana *et al.*, 2003).

cumentado icnitas de vertebrados, asignadas al Mioceno superior tardío, alrededor de 5, 5 Ma (Contreras *et al.*, 1998; Contreras, 2007b). En la Sierra de Huaco, por el método de traza de fisión se obtuvo una edad 6.1 ±0.9 Ma (Johnson *et al.*, 1986). La magnetoestratigrafía ha permitido acotar la antigüedad de la Formación Río Jáchal entre 6.1 y 3.76 Ma (Milana, 1991) (figura 5).

Formación Mogna.— Esta unidad presenta un espesor de 250 m en la Sierra de Huaco y de 680 m en la Sierra del Morado. Está constituida por facies conglomerádicas, con predominio de clastos de rocas ígneas, y facies de arenas y gravillas, formando cuerpos laminares. La base de esta unidad, es notablemente diacrónica y neta, pero no es una discontinuidad ya que el conglomerado de base se afina hasta desaparecer de forma tal, que parte de la Formación Mogna se interdigita lateralmente con la Formación Río Jáchal (Milana *et al*., 2003). Esta formación marca un gran cambio respecto a la Formación Río Jáchal, debido a la brusca aparición de los conglomerados y permite asegurar que se depositaron en una faja de canales entrelazados de un río permanente, que por las características de estos depósitos, corresponderían probablemente al antiguo Río San Juan (Milana, 1997; Milana *et al*., 2003).

Formación El Corral.— Definida para el área de Jáchal- Huaco (Furque, 1979). En la Sierra del Morado (= Sierra de Mogna) aflora con un espesor de 127 m y sobreyace a la Formación Mogna. Al norte del río Jáchal, ambas unidades se interdigitan lateramente. La Formación El Corral, está compuesta por gravas mal seleccionadas, con matriz arenosa, con clastos sobredimensionados de 35 cm, con predominio de clastos de calizas y areniscas verdes (grauvacas). Estos conglomerados son interpretados como depósitos no canalizados en un ambiente de bajada (Milana, 1997; Milana *et al*., 2003).

Los datos estratigráficos, cronológicos y paleontológicos mencionados, han permitido la correlación, de la secuencia de la Sierradel Morado (= Sierra de Mogna) con la escala de polaridad magnética global (figura 5) (Milana *et al.*, 2003). Se destaca que la secuencia de la Sierra del Morado (= Sierra del Mogna), representa un registro continuo de acumulación que va entre los 19 y 1 Ma. La correlación es aceptable entre los 19 y 17 Ma, pero en la base de la Formación del Jarillal se dificulta por la presencia de paleosuelos (17 y 11, 5 Ma). A partir de la mitad superior de la Formación del Jarillal, hasta el techo de la secuencia se puede correlacionar muy bien lo que podría significar su uso como estratotipo para el Neógeno local y regional (Milana *et al.*, 2003).

Los principales eventos que afectan la historia de la secuencia de la Sierra del Morado (= Sierra de Mogna) son los cambios en la velocidad de acumulación que demarcan 4 intervalos principales y los eventos sedimentarios más notables (Milana *et al*., 2003): 1) velocidad intermedia – baja (Formación Río Salado), entre los 19 -17 Ma. Relacionado con la apertura de la cuenca, lo que genera los depósitos de playa lake que continúan con el primer intervalo de progradacional del sistema fluvial efímero; 2) velocidad muy baja (parte inferior- media de la Formación del Jarillal), entre 17 a 11, 5 Ma, época de formación de suelos con ríos de alto nivel de erosión

y escasa acumulación; 3) velocidad alta (parte alta de Formación del Jarillal, hasta parte media de la Formación Río Jáchal), entre 11, 5 a 6 Ma, correspondiente al segundo intervalo progradacional del sistema fluvial efímero y 4) velocidad intermedia-alta (parte superior de la Formación Río Jáchal hasta el tope de la secuencia), entre 6 a 1, 2 Ma, correspondiente al tercer intervalo progradacional, con eventos lacustres en la Formación Río Jáchal. A los 4 Ma aparecen los conglomerados de la Formación Mogna y a los 1, 6 Ma, los conglomerados de bajada de la Formación El Corral (figura 5) (Milana *et al.*, 2003).

Los numerosos datos cronoestratigráficos conocidos, reflejan la estrecha interacción entre la tectónica andina y la subsidencia de la cuenca del Bermejo (Johnsson *et al.*, 1984, 1986, 1987; Damanti y Jordan, 1989; Jordan *et al.*, 1990; Fernández *et al.*, 1996). Desde el punto de vista morfoestructural, las sierras de Huaco, de Mogna y del Morado, forman parte del sistema definido como Precordillera Oriental, que se caracteriza por estructuras con vergencia hacia el oeste, con despegue en carbonatos eopaleozoicos (Ortiz y Zambrano, 1981). Por otra parte, la Precordillera Occidental y Central, representan un sistema de seis corrimientos que avanzaron en secuencia, a través de la cuenca del Bermejo. Los corrimientos más jóvenes fueron cortando hacia el este, primero rocas paleozoicas y luego a los depósitos sinorogénicos neógenos, entre los 20 y 5 Ma (Allmendinger *et al.*, 1990). La Precordillera Oriental es reinterpretada actualmente, como asociada a levantamientos del basamento no expuestos en superficie (Fielding y Jordan, 1989; Zapata y Allmendinger, 1996).

La secuencia de la Sierra del Morado, caracteriza la progradación de una cuña aluvial, empujada por la deformación que avanzo hacia el este. La evolución asociada a las fases tectónicas sugiere una reología del basamento, disímil a lo largo del eje norte-sur de la cuenca. La subsidencia inicial, disminuye hacia el sur, por lo que la historia de acumulación en las sierras de Huaco y del Morado está emparentada (figura 6). En la etapa de la deformación principal, la subsidencia de la cuenca de antepaís fue tan importante, que las secuencias de las sierras del Morado y de Huaco, comienzan a compartir la historia de acumulación a los 8, 5 Ma con la secuencia ubicada al sur de Mogna, en Ullum, Precordillera Oriental (figura 6) (Milana *et al.*, 2003) y a los 9, 0 Ma en Loma de Las Tapias (= Ullum) (Contreras y Baraldo, 2011).

La Chilca – Pedernal – Los Berros – Cerro Salinas (Sarmiento)

En el sur de la provincia de San Juan en la localidad de La Chilca, departamento Sarmiento, se ha descripto una secuencia terciaria de unos 1.500 m de espesor (Bercowski *et al.*, 1993) (figura 1). La columna local se asocia en su base con rocas paleozoicas dispuesta en un ambiente tectónico de Precordillera Central. Estos autores, han descripto diversos conjuntos de facies para el Neógeno local, que se pueden caracterizar de la siguiente forma: facies de planicie aluvial, con descargas efímeras; facies de abanico medio y asociaciones de facies de abanico proximal (o bajada). Las facies, la composición de los clastos y el desarrollo de la columna de La Chilca,

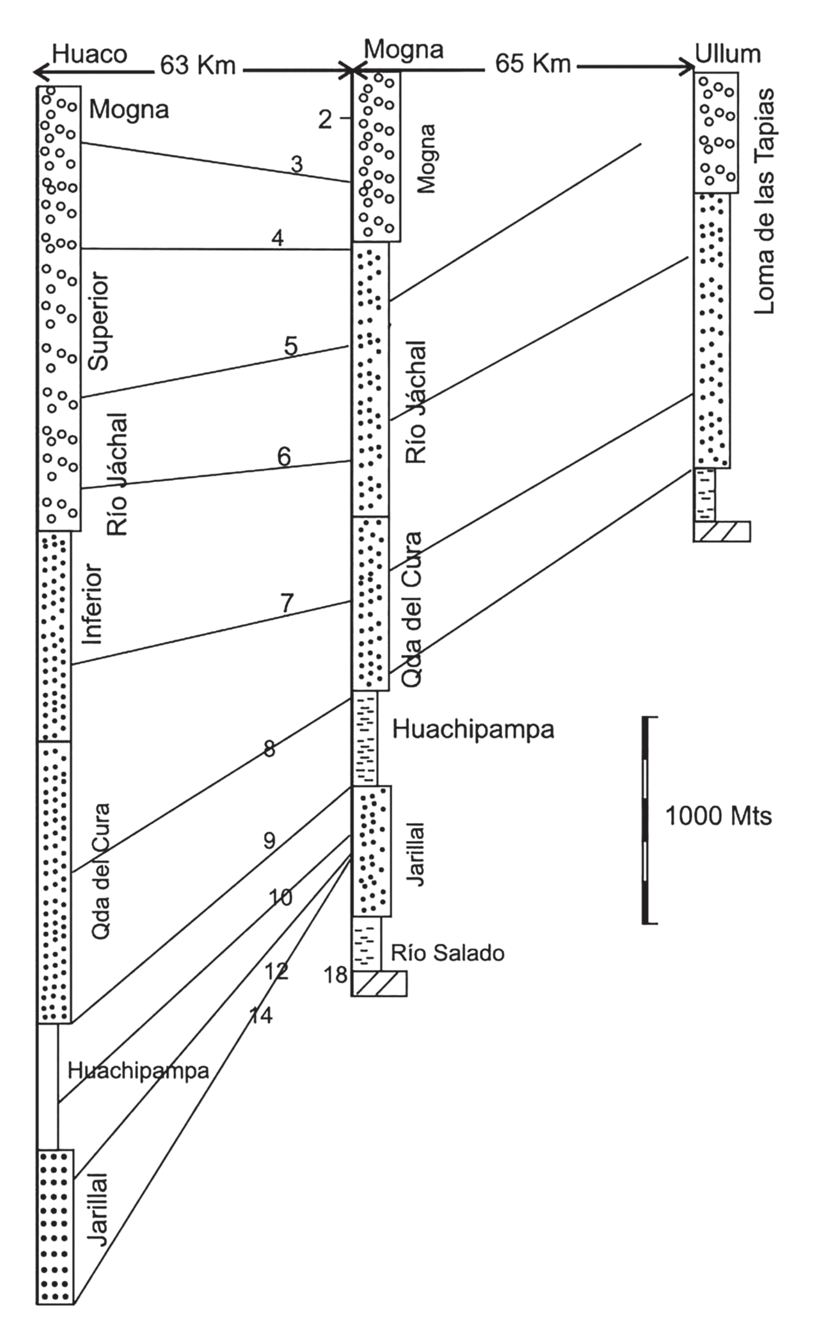


Figura 6. Correlación de las secciones de las sierras de Huaco, del Morado (= Sierra de Mogna) (Jáchal) y Loma de Las Tapias (= Ullum) (Tomado de Milana *et al.*, 2013).

presenta una gran similitud con la columna de Rio Azul (Jáchal). También, han obtenido una edad radimétrica de 15, 4±0, 16 Ma para una toba ubicada en la base de la secuencia y de acuerdo a los promedios de los coeficientes de sedimentación, para el techo de la misma, han estimado una edad de 10 a 12 Ma.

Los depósitos Neógeno del área de Pedernal –Cerro Salinas, han sido interpretada como una secuencia sinorogénica proximal e intermedia del "Terciario", sin reconocer unidades litoestratigráficas específicas (Ramos *et al.*, 1997) (figura 1). El análisis de los depósitos sinorogénicos de la Cordillera de Los Andes, ha mostrado la estrecha relación que guardan los episodios de deformación y el apilamiento

tectónico, con el desarrollo de estas cuencas (Ramos, 1999). Sin embargo, se destaca la existencia de buena información geocronológica y magnetoestratigráfica que pone en evidencia la falta de sincronismo de los tiempos de levantamiento y de deformación, aun dentro de la misma cuenca. Las supuestas fases de deformación y levantamiento muestran variaciones de 7 a 8 Ma. Si bien, existe un diacronismo de las supuestas fases diastróficas, es evidente que hay periodos de mayor o menor actividad tectónica, que en general, coinciden con los cambios de los vectores o en la intensidad de la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y la Sudamericana (Ramos, 1999).

Los depósitos neógenos aflorantes en la gran depresión intermontana ubicada entre la Precordillera Oriental y la Precordillera Central, en el extremo sur de la provincia de San Juan (figura 1), se distribuyen desde el Río Ancho, Loma de los Papagayos, el Río de los Papagayos, la Estancia de La Ciénaga, Los Cerros de la Cuchilla, Los Huaicos del Carrizalito, el Arroyo del Infiernillo, El Río de la Flecha y el piedemonte de los cerros Hediondos y Punta del Cerro hasta el Río del Agua (Bordonaro *et al.*, 2002). Los afloramientos indicados anteriormente, fueron mapeados dentro de las formaciones Albarracín y Mogotes (Cuerda *et. al.* 1988), mientras que otros los incluyeron en las formaciones Albarracín y Mogna (Ramos y Vujovich, 2000).

En una caverna cárstica, ubicada sobre el faldeo oriental del Cerro Pedernal de los Berros (Precordillera Oriental) (figura 1), se ha informado la presencia de un cocodrilo asignado en forma preliminar, al género Caimán (Reptilia, Eousuchia, Alligatoridae), asociado a numerosos restos de mamíferos marsupiales didelfidos. A base de los especímenes de marsupiales documentados se interpreta preliminarmente una edad Neógeno tardío, en sentido amplio para el origen y relleno de la caverna aludida (Contreras, 2005; Contreras y Hernández, 2006). Se destaca que los cocodrilos son prácticamente desconocidos para el Neógeno de la región centro-occidental de Argentina, existiendo para la región de la Mesopotamia y el Noroeste de Argentina, un importante registro fósil.

El género Caimán, indica actualmente cuerpos de agua medianamente estables y un clima al menos templado cálido. Los antecedentes mencionados y los paleovertebrados documentados en el Cerro Pedernal de los Berros, permiten interpretar las condiciones paleoambientales para la región sureña de la provincia de San Juan, durante el Neógeno. Esto es, que el sistema de humedales que conforman actualmente las lagunas de Guanacache y del Rosario, en la región limítrofe de San Juan y Mendoza, debió tener un origen muy antiguo, cercano a los 10 millones de años (Mioceno superior). En este sentido, es posible plantear también, una hipótesis paleoambiental de mayor envergadura, que extiende el Dominio Subtropical sudamericano durante el Neógeno, hasta el sur de la provincia de San Juan (Contreras y Hernández, 2006).

CONCLUSIONES

En la región central de la Cordillera de los Andes (Argentina), se han realizado numerosos estudios basados en una precisa magnetoestratigrafía de las secuencias Cenozoicas de las cuencas de antepaís, a partir de los pioneros trabajos de Johnson *et al.* (1984, 1986) y Ramos (1999). Estos han mostrado el carácter intermitente del levantamiento, con numerosos pulsos, a veces no coincidentes entre sí, en especial en el ámbito de Precordillera y Sierras Pampeanas (Ramos, 1999).

La depresión intermontana que separa la Cordillera Frontal de la Precordillera es una cuenca compleja, que tuvo una importante sedimentación durante el Cenozoico, en parte controlada por el antiguo límite de la plataforma continental eopaleozoica (Cuerda *et al.*, 1988). Su sector norte conocido como cuenca de Iglesia, ha sido estudiado por diversos autores, entre los que se destacan los estudios de Beer *et al.* (1990), quien la interpretó como una cuenca a cuesta "piggy back basin", de las láminas de corrimiento de la Precordillera occidental (Ramos, 1999). Se han documentado nuevas edades de las sedimentitas de esa cuenca, demostrando que luego de su inicio, a los 17 Ma la cuenca ha sido reactivada por corrimientos fuera de secuencia, aproximadamente a los 7 Ma (Jordan *et al*., 1997).

La cuenca de antepaís del Bermejo, es una de las mejores estudiadas de la región andina. Los estudios magnetoestratigráficos, en combinación con estudios sedimentológicos y de procedencia, han permitido establecer la evolución de los depósitos sinorogénicos y los tiempos de levantamiento de la faja plegada y corrida asociada (Ramos, 1999). Las secuencias de esta cuenca, con espesores superiores a los 9.000 m, presentan una buena correlación a partir de la comparación de la energía de las facies sedimentarias, con las tasas de sedimentación, en las cuales los períodos de máxima carga tectónica están vinculados con altas tasas de sedimentación, pero con sedimentos de baja energía. Un ejemplo son las pelitas de la Formación Huachipampa, que coinciden con un período de rápida subsidencia, indicando un estadio de subcolmatación de la cuenca, contrastando con las unidades anteriores, de mayor energía (formaciones Río Salado y del Jarillal), pero que se depositaron en un período de relativa tranquilidad del frente orogénico. Esto está indicando que la irrupción de conglomerados en la cuenca, está más relacionada con períodos de tranquilidad, cuando la subsidencia es mínima, más que con períodos de tectónica activa y levantamiento, cuando la rápida subsidencia impide la progradación de las facies hacia el antepaís (Ramos, 1999). Si se comparan las secciones de las Juntas, correspondiente a la parte más occidental y proximal de la cuenca de Bermejo, con la de Huaco, ubicada en la parte media de la cuenca, y las del Campó de Talampaya, en el sector más distal, se puede analizar el comportamiento de la cuenca de antepaís antes de su fragmentación. El sector proximal de Las Juntas está marcando el inicio del levantamiento asociado a la Cordillera Frontal, y la incepción de diferentes corrimientos de la Precordillera Occidental. La sección es canibalizada alrededor de los 9 Ma, y la historia se puede continuar con lo que antecede en el sector medio de Huaco. Hasta los 9 Ma, este sector, tenía una posición distal con respecto al frente de deformación de la Precordillera y baja tasa de subsidencia (Ramos 1999). A partir de los 9 Ma, en forma coincidente con la canibalización del sector anterior,

el área comienza a tener una rápida subsidencia y la sedimentación culmina con la depositación de la Formación Mogna en el Plioceno tardío-Pleistoceno temprano (Milana, 1991; Milana *et al.*, 2003; Rodríguez, 2004; Contreras y Baraldo, 2011).

El análisis de los depósitos sinorogénicos de la Cordillera de Los Andes muestra la estrecha relación que guardan los episodios de deformación y el apilamiento tectónico, con el desarrollo de estas cuencas. Sin embargo, es necesario remarcar lo siguiente: donde existe buena información geocronológica, magnetoestratigráfica y bioestratigráfica se pone en evidencia la falta de sincronismo de los tiempos de levantamiento y deformación, aun dentro de la misma cuenca (Ramos, 1999).

AGRADECIMIENTOS

A las doctoras Estela Meissl (INGEO, UNSJ) por la lectura crítica del manuscrito y Laura I. León (INGEO, UNSJ) por las correcciones del Abstract. A Vicente E. Mulet (CONICET, INGEO-UNSJ) por el procesamiento de las figuras incluidas en el presente trabajo.

El presente trabajo es una contribución del Proyecto: "Estudio sedimentológico y bioestratigráfico del neógeno de las Sierras de Huaco y Mogna, Departamento Jáchal, San Juan, Argentina", CICITCA-UNSJ, código E 993. (Res. Nº 077/15-CS)-Período 2016-2017. Dir.Adriana Bracco.

BIBLIOGRAFÍA

Agnolin, F. L., Tomassini, R. L. y Contreras, V. H. 2016. Oldest record of Thinocoridae (Aves, Charadriiformes) from South America. Anales de Paléontologie 102: 1-6.

Allmendinger, R. W, Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C. y Isacks, B. L. 1990. Foreland shortening and crustal balancing in a magmatic orogeny: the Andes at 30°S latitude. Tectonics 9: 789-809.

Beer, J. A., Jordan, T. E. y Johson, N. M. 1987. Velocidad de sedimentación y ambiente sedimentarios asociados con el desarrollo mioceno de la precordillera de Huaco. Provincia de San Juan. Acta X Congreso Geológico Argentino. 2: 83-86.

Beer, J. A. y Jordan, T. E. 1989. The effects of Neogene thrustingon deposition in the Bermejo Basin, Argentina. Journal Sedimentary Petrology 59: 330-345.

Beer, J.A., Allmendinger, R.W., Figueroa, D.E. y Jordan, T.E. 1990. Seismic stratigraphy of a Neogene piggyback basin, Argentina. The American Association Petroleum Geological Bulletin74: 1.183-1.202.

Bercowski, F., Berenstein, L. R. de, Johnson, N. M., y Naeser, C. W. 1986. Sedimentología, magnetoestratigrafía y edad isotópica del Terciario en Loma de Las Tapias, Ullum, provincia de San Juan. 1º Reunión Argentina de Sedimentología, Asociación Argentina de Sedimentología: 169-172. La Plata.

Bercowski, F., Berenstein, L. R. de, Johnson, N. M. y Naeser, C. W. 1987. Litofacies y paleoambientes del Terciario en Loma de Las Tapias, Ullum, provincia de San Juan, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Asociación Geológica Argentina, Volumen 2: 101-104. Buenos Aires.
Bercowski, F. 1993. Facies piroclásticas en el Terciario del Valle de Iglesia, provincia de San Juan, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Volumen 4: 206-215. Mendoza.
Bercowski, F., Ruzycki, L., Jordan, T. E., Zeitler, P., Caballero, M. M., y Pérez, I. 1993. Litofacies y edad isotópica de la secuencia La Chilca y su significado paleogeográfico para el neógeno de Precordillera. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Volumen 1: 212-217. Mendoza.
Bordonaro, O. 1980. El Cámbrico en la Quebrada de Zonda, Provincia de San Juan: Revista de la Asociación Geológica Argentina 35 (1): 26-41.
Bordonaro, O., Cardinali, A., Cardo, R., Díaz, I. 2002. El neógeno comprendido entre el Río Ancho y el Río del Agua, Precordillera Central de San Juan, nueva interpretación estratigráfica y tectosedimentaria. 15º Congreso Geológico Argentino. Actas. El Calafate.
Bracco, A. I., León, L. I., Prámparo, M., Cerdeño, E. y Contreras, V. H. 2011. Stratigraphy and sedimentology of the Neogene deposits of Puchuzum, San Juan, Argentina. En: J. A. Salfity& R. A. Marquillas (Eds.) Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina: 65-74. SCS Publisher.
Brandoni, D., Schmidt, G. I., Candela, A., Noriega, J. I., Brunetto, E. y Fiorelli, L. E. 2012. Mammals from the Salicas Formation (Late Miocene), La Rioja Province, northwestern Argentina: Paleobiogeography, age, and paleoenvironment. Ameghiniana 49 (3): 375-387.
Carlini, A. A. y Scillato-Yané, G.J. 1995. *Chorobatesrecens* (Xenarthra, Dasypodidae) y un análisis de la filogenia de los Euphractinii. Revista del Museo de La Plata (NS), Paleontología 9: 225-238.
Cerdeño, E. y Contreras, V. H. 2000. El esqueleto postcraneal de *Hemihegetotherium* (Hegetotheriidae, Notoungulata) del Mioceno superior de Puchuzum, San Juan, Argentina. Revista Española de Paleontología 15 (2): 171-179.
Ciancio, M. R., Krmpotic, C. M., Soibelzon, E. y Urrutia, J. J. 2006. Los Dasypodidae (Mammalia, Xenarthra) de la Formación Loma de Las Tapias, San Juan, Argentina. Implicancias paleobiogeográficas. Ameghiniana 43: 30R.
Contreras, V. H. 1981. Características bioestratigráficas del Terciario de Loma de Las Tapias, departamento Ullum, provincia de San Juan. 8º Congreso Geológico Argentino. 4: 813-822. San Luis.
Contreras, V. H. 1989, Un nuevo Borhyaenidae (Mammalia, Marsupialia) proveniente de la Formación Loma de Las Tapias (Mioceno superior-Plioceno), provincia de San Juan, Argentina. 6º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados: 55-58. San Juan.
Contreras, V. H. 1990. Un nuevo Hatlyacyninae (Mammalia, Borhyaenidae) del Chasiquense (Mioceno superior) de la provincia de San Juan, Argentina. 5º

Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Actas 1: 163-168. San Miguel de Tucumán.

Contreras, V. H. 1991. Un Abrocomidae (Rodentia, Caviomorpha) en el Huayqueriense (Mioceno superior) de San Juan, Argentina. Ameghiniana 28 (3-4): 405.

Contreras, V. H. 1996. Paleontología, paleoecología y cronoestratigrafía del Neógeno de Puchuzum, provincia de San Juan, Argentina. Ameghiniana 33 (4): 462.

Contreras, V. H. 2000. El Neógeno tardío de Loma de Las Tapias-Quebrada de Ullum. Departamentos Ullum, Albardón y Rivadavia, Provincia de San Juan: Revista Ciencias, Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, CD-ROM: 1-11.

Contreras, V.H. 2005. Hallazgo de un cocodrilo aligatórido y mamíferos marsupiales neógenos en una caverna cárstica del sur de la provincia de San Juan. Informe Técnico Preliminar, inédito. Empresa La Buena esperanza: 1-16. San Juan.

Contreras, V. H. 2006. Huellas de un mamífero notounguladohegetotherio en el Neógeno de San Juan. Ameghiniana 43 (4): 32R.

Contreras, V. H. 2007a. Un nuevo Euphractini (Cingulata, Dasypodidae) en el Neógeno de San Juan, oeste de Argentina. Ameghiniana, 44: 11R.

Contreras, V. H. 2007b. *Macrochorobatesscalabrinii* (Moreno y Mercerat) (Cingulata, Dasypodidae) en el Neógeno del Valle de Iglesia, San Juan, Argentina. Ameghiniana, 44:11R.

Contreras, V. H. y Acosta, J. C. 1998. Presencia de anuro (Anura: Ceratophryidae) en el Mioceno tardío de la Provincia de San Juan, Argentina. Su significado paleoecológico, paleoclimático y paleozoogeográfico. Boletín Sociedad Biológica de Concepción 69: 83-88.

Contreras, V. H y Baraldo, J. A. 2011. Calibration of the Chasicoan-Huayquerian stages boundary (Neogene), San Juan, western Argentina. En: J. A. Salfity& R. A. Marquillas (Eds.) Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina, SCS Publisher: 111-121.

Contreras, V. H. y Castro, D. R. 1991. Primer registro de vertebrados en el Neógeno del valle de Iglesia, San Juan, Argentina. 8º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados: 25. La Rioja.

Contreras, V. H. y Gargiulo, J. E. 1986. Nueva interpretación de las icnitas de la Formación Del Jarillal, Sierra de Mogna, provincia de San Juan, Argentina. 1º Jornadas sobre Geología de Precordillera Acta 2 (1): 198-203. Buenos Aires.

Contreras, V. H. y Hernández, J. E. 2006. Hallazgo de un cocodrilo aligatórido y mamíferos marsupiales neógenos en una caverna cárstica en el sur de San Juan. 22º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. Ameghiniana 43 (4): 32R. San Juan.

Contreras V.H., Damiani O., Milana J. P., Bracco A. y Barrera O. 1990. Paleógeno y Neógeno de San Juan. 11º Congreso Geológico Argentino. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan 1: 154-185. San Juan.

Contreras, V. H.; Monetta, A.; Baraldo, J.; Vallecillo, G.; Weidmann, R. y Pesenti, J. 2001. Bioestratigrafía y edad de la Formación Loma de Las Tapias, San Juan,

Argentina. 8º Congreso Colombiano de Geología. Actas I: 1-15. Manizales, Colombia.

Contreras, V. H. y Peralta, S. H. 1998. Primeras evidencias de insectos fósiles en el Neógeno de San Juan, Oeste de Argentina. Aspectos tafonómicos y paleoecológicos relacionados. Acta Geológica Leopoldensia, XXI (46/47): 83-89. RS.

Contreras, V. H. y Peralta, S. H. 2011. Taxonomía y paleoecología de la icnofauna de vertebrados neógenos de Puchuzum, San Juan, oeste de Argentina. Ameghiniana, 48 (4): R 155-R 156. Buenos Aires.

Contreras, V. H.; Peralta, S.H. y Muñoz, M. A. 1995. Puchuzum, San Juan: Una Nueva Icnofauna de vertebrados en el Neógeno del área occidental de Argentina. IIº Jornadas Argentinas de Icnología, Actas, pp. 48-73, San Juan, Argentina.

Contreras, V. H.; Tomassini, R. L.; Pérez, A. M. y Oliva, C. 2013. *Macrochorobatesscalabrinii* (Moreno & Mercerat) (Cingulata, Dasypodidae) en el Mioceno tardío de la provincia de San Juan (Argentina). Implicancias biocronoestratigráficas y paleobiogeográficas. Revista Brasileira do Paleontologia 6 (2): 309-318, Maio/Agosto.

Contreras V. H., Peralta S. H. y Milana J. P. 1998. Rastrilladas cuadrupedales y homopodias del Mioceno Superior tardío de la Sierra del Morado, Departamento Jáchal, San Juan, Argentina. Actas Geológicas Leopoldensia, XXI (46/47): 201-207. RS.

Cuerda, A. J, Cingolani, C. A, Varela, R, y Schauer, O. C., 1981.Geología de la Sierra de Mogna, Prov. de San Juan. 8º Congreso Geológico Argentino, 3: 139-158. San Luis.

Cuerda, A. J., Cingolani, C. A., Varela, R. y Schauer, O. C. 1984. Descripción geológica de la Hoja 19d Mogna, Provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional, Boletín 192. Buenos Aires.

Cuerda, A; Cingolani, C. y Schauer, O. 1988. Descripción geológica de la Hoja 21 c. San Juan. Servicio Geológico Nacional (inédita), 233 p. Buenos Aires.

Damanti, J. F. y Jordan, T. E. 1989. Cementation and compaction history of synorogenic foreland basin sedimentary rocks from Huaco, Argentina. American Association of Petroleoum Geologists, Bulletin, 73: 858-873.

Fernández, A. y Jordan, T. E., 1996. Analysis of controls on foreland basin stratigraphy using seismic and outcrop data: application to the Bermejo Basin, central Andes, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, 1: 373-384.

Fielding E. y Jordan T. 1989. Active deformation at the boundary between the Precordillera and Sierras Pampeanas, Argentina, and comparison with the ancient Rocky Mountain deformation. En: Schmidt, C. J. y Perry, W. J. (Eds.), Interaction of the Rocky mountain foreland and the Cordillera Thrust belt, Geological Society America, Memoir 171: 143-162.

Furque, G. 1979. Descripción geológica de la hoja 18c, Jáchal (Provincia de San Juan). Servicio Geológico Nacional, Boletín 164, pp. 1-79. Buenos Aires.

Furque, G., Gonzalez P. y Caballé M. 2003. Hoja Geológica 3169-II San José de Jáchal. Provincia de San Juan y La Rioja. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 259. P: 1-56.

Gagliardo, M. L.; Caselli, A. T.; Limarino, C. O.; Colombo Piñol, F. y Tripaldi, A. 2001. Las unidades terciarias de la cuenca Rodeo-Iglesia: validez y correlación de las unidades formacionales. Revista Asociación Geológica Argentina, 56: 121-125.

González Ruiz, L. R.; Góis, F.; Scillato Yané, G. J.; Oliva, C.; Contreras, V. H. y Esteban, G. 2014. New records of Vetelia Ameghino (Mammalia, Xenarthra, Dasypodidae) in the Miocene of Argentina: Anatomical and paleobiogeographic implications. 4° International Palaeontological Congress, pp. 722. Mendoza.

Groeber, P. y Tapia, A. 1926. Condiciones geológicas reinantes en la región del proyectado dique de la Quebrada de Ullum (San Juan): Buenos Aires, Dirección Nacional de Geología y Minería (Servicio Geológico Minero Argentino), Fascículos 25-26.

Irigoyen, M. 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina (Relato): Ameghiniana, v. 6, no. 4, p. 315-329.

Johnsson, P. A; Johnson, N. M.; Jordan, T. E. y Naeser, C. W., 1984. Magnetic polarity, stratigraphy and age of the Quebrada del Cura, Río Jáchal and Mogna Formations near Huaco, San Juan province. 9º Congreso Geológico Argentino, Acta 3: 81-96. San Carlos de Bariloche.

Johnson, N. M, Jordan, T. E, Johnsson, P. A. y Naeser, C. W., 1986. Magnetic polarity stratigraphy, age and tectonic setting of fluvial sediments in an Eastern Andean Foreland Basin, San Juan Province, Argentina. en: Allen, P. A. and Homewood, P. (Eds.) Foreland Basins, International Association of Sedimentologists, Special Publication 8, p. 223-235.

Johnson, A. T.; Jordan, T. E; Johnson, N. M. y Naeser, C. 1987. Cronología y velocidad de sedimentación en una secuencia volcaniclástica, Rodeo, provincia de San Juan, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 83-86., San Miguel de Tucumán.

Jordan, T. E., Rutty, P. M., McRae, L. E., Beer, J. A., Tabbutt, K. y Damanti, J. F., 1990. Magnetic polarity stratigraphy of the Miocene Rio Azul Section, Precordillera thrust belt, San Juan province, Argentina. Journal of Geology, 98: 519-539.

Jordan, T. E.; Drake, R. E. y Naeser, C. W. 1993. Estratigrafía del Cenozoico medio en la Precordillera a la latitud del río Jáchal, San Juan, Argentina. 12ºCongreso Geológico Argentino y 2º Congreso De Exploración de Hidrocarburos, Actas 2, p. 132-141. Mendoza.

Jordan, T. E; Fernández, A.; Fernández Seveso, F.; Ré, G. y Milana, J. P. 1996. Asymmetric duration of sequences and their boundaries in the Mio-Pliocene nonmarine Iglesia basin, Argentina Andes: Geological Society of America, p. A1186.

Jordan, T. E.; Kelley, S.; Fernández, A.; Fernández Seveso, F.; Ré, G. y Milana, J. P. 1997. Relaciones entre las historias evolutivas de las cuencas de Iglesia y

Bermejo, provincia de San Juan, Argentina. 2º Jornadas de Geología de Precordillera. Actas, p. 142-147, San Juan.

Jordan, T. E., Schlunegger, F., y Cardozo, N., 1999. Múltiples hipótesis en la evolución de la cuenca neógena de antepaís de Bermejo, Argentina. 14º Congreso Geológico Argentino, 2: 193-196. Salta.

León, L., y Bracco, A. 2008. Evidencias de la actividad orgánica en sedimentos fluviales en el área de Puchuzum, Neógeno, Departamento Calingasta, San Juan. 12º Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes. La Plata.

Leveratto, M. A. 1976. Edad de intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y implicancias estratigráficas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 31: 53-58.

Milana, J. P., 1991. Sedimentología y Magnetoestratigrafía de Formaciones Cenozoicas en el área de Mogna, y su inserción en el marco tectosedimentario de la Precordillera Oriental. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Juan, 300 pp., inédita.

Milana, J. P., 1997. El significado tectosedimentario de las formaciones Mogna y El Corral. II Jornadas de Geología de Precordillera, San Juan, Actas, p. 148-153.

Milana J. P., Bercowski F. y Jordan T., 2003. Paleoambientes y magnetoestratigrafía del Neógeno de la Sierra de Mogna, y su relación con la Cuenca de Antepaís Andina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58 (3): 447-473.

Miño-Boilini, A. R.; Tomassini, R. L. y Contreras, V. H. 2014. First record of Scelidotheriinae Ameghino (Xenarthra, Mylodontidae) from the Chasicoan Stage (late Miocene) of Argentina. Estudios Geológicos, 70 (1): e007.doi: http://dx.doi.org/ 10.3989 /egeol.41551.291.

Mones, A. 2014. *Contrerascynus*, new namefor *Simpsonia* Contreras, 1990 (Mammalia, Sparassodonta, Hathlyacynidae), non Rochebrune, 1904 (Bivalvia, Unionidae), non Baker, 1911 (Gastropoda, Lymnaeidae). Revista brasileira do paleontologia; 17 (3): 435-436, Setembro/Dezembro. doi: 10.4072/rbp.2014.3.12

Olivares, A. I.; Verzi D. H. y Contreras, V. H. 2013. Un nuevo equímido (Rodentia, Octodontoidea) del Mioceno tardío de la provincia de San Juan. 27º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Resúmenes pp. 70. La Rioja.

Olivares, A. I.; Verzi D. H.; Contreras, V. H. y Pessoa, L. 2016. A new Echimyidae (Rodentia, Hystricomorpha) from the late Miocene of southern South America. Journal of Vertebrate Paleontology, (11 pages). DOI:10.1080/02724634.2017.12-39204.

Ortiz Jaureguizar, E. 1998. Paleoecología y evolución de la fauna de mamíferos de América del Sur durante la "Edad de las Planicies Australes" (Mioceno superior-Plioceno superior). Estudios Geológicos. 54: 161-169.

Ortiz Jaureguizar, E. y Cladera, G. 2006. Paleoenvironmental evolution of southern South America during the Cenozoic. Journal of Arid Environments, 66: 489-532. doi:10.1016/j. jaridenv.2006.01.007

Ortiz, A. y Zambrano, J. J., 1981. La provincia geológica de Precordillera Oriental. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas, 3: 59-74. San Luis.

Pascual, R. y Bondensio, P.; 1963. Nuevo tipo de morfología dentaria en un Cardiatheriinae (Rodentia: Hydrochoeridae) del Plioceno inferior de Huachipampa (San Juan). Ameghiniana, 3 (2): 43-49.

Pascual, R. y Bondesio, P. 1982. Un roedor Cardiatheriinae (Hydrochoeridae) dela Edad Huayqueriense (Mioceno Tardío) de La Pampa. Sumario de los ambientes terrestres en la Argentina durante el Mioceno. Ameghiniana, 19 (1-2): 19-35. Buenos Aires.

Pascual, R. y Odreman Rivas, O. 1973. Las unidades estratigráficas del Terciario portadoras de mamíferos. Su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diastróficos. 5º Congreso Geológico Argentino, III: 298-338.

Pascual, R.; Ortiz Jaureguizar, E. y Prado, J. L. 1996. Land mammals: Paradigm for Cenozoic South American Geobiotic evolution. MünchnerGeowissenchaftlicheAbhandlungen A, 30: 265-320.

Peralta, S. H., Muñoz, M., y Contreras, V. H. 1995. El Neógeno fosilífero de Puchuzum, Valle de Calingasta, provincia de San Juan, Argentina. Revista Ciencias, v. 4, no. 6, p. 57-62. San Juan.

Prámparo, M. B., Papú, O. H. y Contreras, V. H. 1998. Primer registro palinológico en el Neógeno de la localidad de Puchuzum, Provincia de San Juan, Argentina. 7º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Asociación Paleontológica Argentina, p. 27. Bahía Blanca.

Ramos, V. 1999. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región Andina. Geología Argentina, Anales 29 (22): 651-682. Buenos Aires.

Ramos, V. A.; Cegarra, M.; Lo Forte, G. y Comínguez, A. 1997. El frente orogénico en la sierra de Pedernal (San Juan, Argentina): su migración a través de los depósitos orogénicos. 8º Congreso Geológico Chileno, Acta 3: 1709-1713. Antofagasta.

Ramos, V. y Vujovich, G. 2000. Hoja Geológica 3169- IV. San Juan. Escala 1:250.000. SEGEMAR, Boletín 243.82 p., Buenos Aires.

Ré, G. y Barredo, S.P. 1994. La secuencia volcaniclásticas neógeno de Rodeo y su correlación con el volcanismo andino a partir de estudios magnetoestratigráficos. 5º Jornadas Argentinas de Sedimentología, 211-216. Tucumán.

Ré, G.; Jordan, T. E. y Kelley, S. 2003. Cronología y paleogeografía del Terciario de la cuenca intermontana de Iglesia septentrional, Andes de San Juan, Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 58 (1): 31-48.

Rodríguez, D. J. 2004. Estudio sedimentológico y estratigráfico del Neógeno superior de Loma de Las Tapias, con el fin de interpretar la evolución del antiguo río San Juan. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 108 p., Inédita.

Ruskin, B. G. y Jordan, T. E. 2007. Climate change across continental sequence boundaries: paleopedology and lithofacies of Iglesia Basin, northwestern Argentina. Journal of Sedimentary Research, **77**: 661-679.

Scillato-Yané, G. J. 1975. Presencia de *Macroeuphractusretusus* (Xenarthra, Dasypodidae) en el Plioceno del area Mesopotamia (Argentina). Su importancia bioestratigráfica y paleobiogeográfica. Ameghiniana, 12: 322-328.

Scillato-Yané, G. J. 1979. Notas sobre los Dasypodidae (Mammalia, Edentata) del Plioceno del territorio argentino. I. Los restos de Edad Chasiquense (Plioceno inferior) del sur de la provincia de Buenos Aires. Ameghiniana, 14: 133-144.

Scillato-Yané, G. J. 1982. Los Dasypodidae (Mammalia-Edentata) del Plioceno y Pleistoceno de Argentina. Universidad Nacional de La Plata, 159 p. Inédita.

Serafini, R. L., Bustos, N. E. y Contreras, V. H., 1986. Geología de la Formación Loma de Las Tapias (nov. nom.), quebrada de Ullum, provincia de San Juan. 1º Jornadas sobre Geología de Precordillera, Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, Serie A, Monografías y Reuniones, n° 2, p. 77-82.

Snyder, D.; Ramos, V. y Allmendinger, R. 1990. Thickskinned deformation observed on deep seismic reflections profiles in western Argentina. Tectonics, 9 (4): 773-788.

Soria, M. F. 2001. Los Proterotheriidae (Litopterna, Mammalia): sitemática, origen y filogenia. Monografias del Museo Argentino de Ciencias Naturales, 1: 1-167. Buenos Aires.

Stappenbeck, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza, Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería (Servicio Geológico Minero Argentino), v. 4, no. 3, 179 p. Buenos Aires.

Suvires, G. M. y Contreras, V. H. 2011. Late Cenozoic geology and geomorphology of the Loma de Las Tapias area, San Juan, west central Argentina. En: J.A. Salfity y R. A. Marquillas (eds.) Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina, SCS Publisher, p. 427-436.

Tabbutt, K. D., Naeser, C. W., Jordan, T. E. y Cerveny, P. F., 1987. Edades nuevas por método de trazas de fisión de tobas miopliocenas en las Sierras Pampeanas y la Precordillera Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Tucumán, Actas, 4: 222-224.

Tauber, A. A. 2005. Mamíferos fósiles y edad de la Formación Salicas (Mioceno tardío) de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. Ameghiniana, 42: 443-460.

Van der Hammen, T., Werner, J. H. y Van Dommelen, H., 1973, Palynological record of the upheaval of the northern Andes: a study of the Pliocene and lower Quaternary of the Colombian eastern cordillera and the evolution of its High-Andean biota. Review of Palaeobotany and Palynology, v. 16, p. 1-122.

Weidmann, R.; Cardinali, A. y Simon, W. 1985. Propuesta de ordenamiento de la nomenclatura estratigráfica de las sedimentitas terciarias de la Precordillera Sanjuanina. 1º Jornadas sobre Geología de Precordillera, Acta I: 342-347. San Juan.

Wetten, C. 1975. Estudio geológico-económico de un yacimiento de diatomitas y análisis de mercado. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 5, p. 513-529. Buenos Aires.

Zachos, J.; Pagini, M.; Sloan, L.; Thomas, E. y Billups, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma. to present. Science, 292: 686-693. doi:10. 1126/ science.1059412.

Zapata, T. R. y Allmendinger, R. W., 1996. Growth stratal records of instantaneous and progressive limb rotation in the Precordillera thrust belt and Bermejo basin, Argentina. Tectonics, 15: 1065-1083.

Los depósitos del Mioceno superior en Cordillera Oriental, provincias de Salta y Jujuy

Claudia I. Galli[1], Ricardo N. Alonso[2], Beatriz L. Coira[3], Andrea Barrientos[4], Juan Pablo Villalba Ulberich[3], Patricio Herrera Oviedo[3], Ornela E. Constantini[3]

[1] INECOA-Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Jujuy, S.S. de Jujuy. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Salta. Argentina. E-mail: claudiagalli@fibertel.com.ar
[2] CEGA-CONICET, Universidad Nacional de Salta, Campo Castañares, (4400) Salta, Argentina. Email: rnalonso@uolsinectis.com.ar
[3] INECOA-CONICET, Instituto de Geología y Minería, Av. Bolivia 1661, S.S. de Jujuy, Argentina. E-mail: bcoira2015@gmail.com.
[4] UNSa-CEGA, Universidad Nacional de Salta, Campo Castañares, (4400) Salta, Argentina. Email: agines@unsa.edu.ar

RESUMEN

Palabras clave:
Formación Palo Pintado
Formación Guanaco
Formación Pisungo

Las características estratigráficas y sedimentológicas de los depósitos del Mioceno superior del Grupo Payogastilla y del Grupo Orán son aspectos muy importantes a tener en cuenta para investigar la evolución tecto-sedimentaria de la cuenca de antepaís andino en el noroeste de la Argentina. Este estudio proporciona los resultados del primer análisis integrado de las cuencas del Mioceno superior, en Cordillera Oriental, noroeste de Argentina. Los depósitos del Mioceno superior del Grupo Payogastilla, en la cuenca Calchaquí, denominados Formación Palo Pintado, están integrados por acumulaciones de sistemas fluviales sinuoso areno-gravoso, con una sinuosidad intermedia a alta con desarrollo de lagunas y pantanos en la llanura de inundación. Estos sistemas fluviales se habrían desarrollado bajo condiciones climáticas tropical a subtropical, durante los 10 Ma a los 5 Ma. Hacia el este, durante este tiempo, se desarrolló parcialmente separada de la anterior, las cuencas de Lerma y Güemes, con una amplia distribución de los depósitos de la Formación Guanaco. En estas cuencas se habrían desarrollado amplios abanicos aluviales y sistemas fluviales entrelazados areno-gravoso. En la zona norte del área de estudio, se encuentran cuencas aisladas de las anteriores, desarrollándose las cuencas de Cianzo y Casa Grande-Tres Cruces, con los depósitos de la Formación Pisungo. Estos depósitos presentan una arquitectura fluvial característica de abanicos aluviales proximales, denotando la proveniencia de Sierra Aguilar, Sierra Alta y Sierra de Tilcara.

ABSTRACT

Palabras clave:
Palo Pintado Formation
Guanaco Formation
Pisungo Formation

"The Upper Miocene deposits of Eastern Cordillera, Salta and Jujuy provinces". Stratigraphic and sedimentological characteristics of the Payogastilla and Orán Groups represent important tectono-sedimentary constraints on the evolution of the Andean foreland basin in northwestern Argentina. This study provides the results of the first integrated analysis of the Upper Miocene deposits in the Eastern Cordillera, northwestern Argentina. The deposits of the Upper Miocene of Payogastilla Group, in the Calchaquí basin, Palo Pintado Formation, are composed of accumulations of wandering fluvial systems with development of lakes and marshes in the floodplain. These fluvial systems have developed under tropical and subtropical climate conditions, during the 10 Ma at 5 Ma. To the east, during this time, was developed partially separated from the above, the basins of Lerma and Güemes, with a large distribution Guanaco Formation deposits. In these basins have developed extensive alluvial fans and braided fluvial systems. In the northern part of the study area, isolated from the above basins are developing Cianzo and Casa Grande-Tres Cruces basins, with deposits of Pisungo Formation. These deposits have a fluvial architecture features of proximal alluvial fans, denoting the provenance from Sierra Aguilar, Sierra Alta and Sierra de Tilcara.

INTRODUCCIÓN

La conformación neógena del antepaís del noroeste de Argentina se desarrolló durante un periodo de intensa actividad tectónica y volcánica asociada con variaciones climáticas (Starck y Anzótegui, 2001; Galli *et al*., 2011). Durante este periodo, la generación de cinturones corridos y plegados, la exhumación de bloques de basamento y el desarrollo de cuencas sedimentarias caracterizaron a la región andina del noroeste argentino.

Los depósitos clásticos del Grupo Payogastilla y del Grupo Orán (Díaz y Malizzia, 1983; Jordan y Alonso, 1987) (figuras 1 y 2), asociados a la orogenia andina, son excelente representantes de la cuenca de antepaís cenozoica. En el noroeste argentino la sedimentación del Cenozoico registra, durante el Eoceno, el pase de la cuenca de rift, representada por los depósitos del Grupo Salta, a la cuenca de antepaís, constituida por los depósitos del Grupo Payogastilla (figura 3) y su equivalente el Grupo Orán (figuras 4 y 5).

La presencia de cuencas sedimentarias contraccionales, asociadas con estructuras de piel gruesa, dio como resultado un sistema de cuencas intermontanas enmarcadas dentro de un antepaís fragmentado (Hongn *et al*., 2010, 2011; Strecker *et al*., 2012). La Cuenca de Lerma-Güemes constituye una de las mayores cuencas desarrolladas del antepaís durante el Mioceno medio. Esta cuenca se desarrolló separada de manera parcial, por ríos de primer o segundo orden, de la Cuenca del Valle Calchaquí.

La disposición de ambas cuencas, como bajos topográficos, constituye una de las principales variables para la preservación de un registro sedimentario importante desde su generación en tiempos del Eoceno medio hasta el Cuaternario. Esta característica permite el análisis de la evolución estratigráfica y paleoambiental de las cuencas y estudiar la influencia de la tectónica, procesos volcánicos y climáticos que intervinieron en su configuración. De esta forma, sobre la base de un análisis multidisciplinario, se plantean los siguientes objetivos: i) establecer la evolución estratigráfica dentro de la Cuenca durante el Mioceno medio, analizando las características de los sistemas paleoambientales y la dinámica de su depositación, ii) establecer el rol de los factores tectónicos, volcánicos y climáticos, en el relleno.

MARCO ESTRATIGRÁFICO

El sur de la Cordillera Oriental presenta extensos afloramientos de rocas del basamento precámbrico, y de forma irregular depósitos del Mesozoico y Cenozoico (figura 1).

El Paleozoico se compone principalmente de los cuerpos plutónicos, en el sector sur occidental de Cordillera Oriental, los cuales intruyen al Precámbrico (figuras 1 y 2).

El basamento paleozoico presenta cuerpos intrusivos como tonalitas y pegmatitas (Tonalita La Viña, Cámbrico), granitos grises y pegmatitas (Granito La Angostura, Granito Alto del Cajón, Ordovícico) y granitos rosados (Granito Pucará, Granito Alto del Cajón, Ordovícico; Toselli y Rossi, 1984; Hongn y Mon, 1999). En el sector oeste de la zona de estudio en el límite Cordillera Oriental – Puna, se reconoce la Sierra de Vázquez (figura 1) compuesta por esquistos sillimaníticos y migmatitas, correspondientes al Complejo Metamórfico Río Blanco (Hongn y Seggiaro, 2001). La cubierta sedimentaria está compuesta por depósitos del Grupo Salta del Cretácico-Paleógeno (Brackebusch, 1883, nom. subst. Turner, 1959) y Paleógeno-Neógeno representados por el Grupo Payogastilla (figuras 2, 4 y 5).

Los depósitos del Grupo Salta se encuentran en la Cordillera Oriental depositados en tres subcuencas: Metán, Alemanía y Pucará-Brealito, representados por los subgrupos de base a techo son: Pirgua (Reyes y Salfity, 1973), Balbuena y Santa Bárbara (Moreno, 1970). El Subgrupo Pirgua representa el relleno de la etapa sinrift y, los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara el relleno de las etapas postrift temprano y tardío, respectivamente (Salfity y Marquillas, 1994; Marquillas *et al*., 2005).

Los depósitos sinorogénicos del Cenozoico están representados por el Grupo Payogastilla en el Valle Calchaquí y por el Grupo Orán en la zona este de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y Sistema de Santa Bárbara.

El Grupo Payogastilla está compuesto por depósitos continentales, de base a techo, conformado por las formaciones Los Colorados (Eoceno medio – Oligoceno), Angastaco (Mioceno medio a superior), Palo Pintado (Mioceno superior) y San Felipe (Plioceno – Pleistoceno inferior). El Grupo Orán (Russo y Serraiotto, 1978) está subdividido, de base a techo por el Subgrupo Metán y el Subgrupo Jujuy (Gebhard *et al*., 1974).

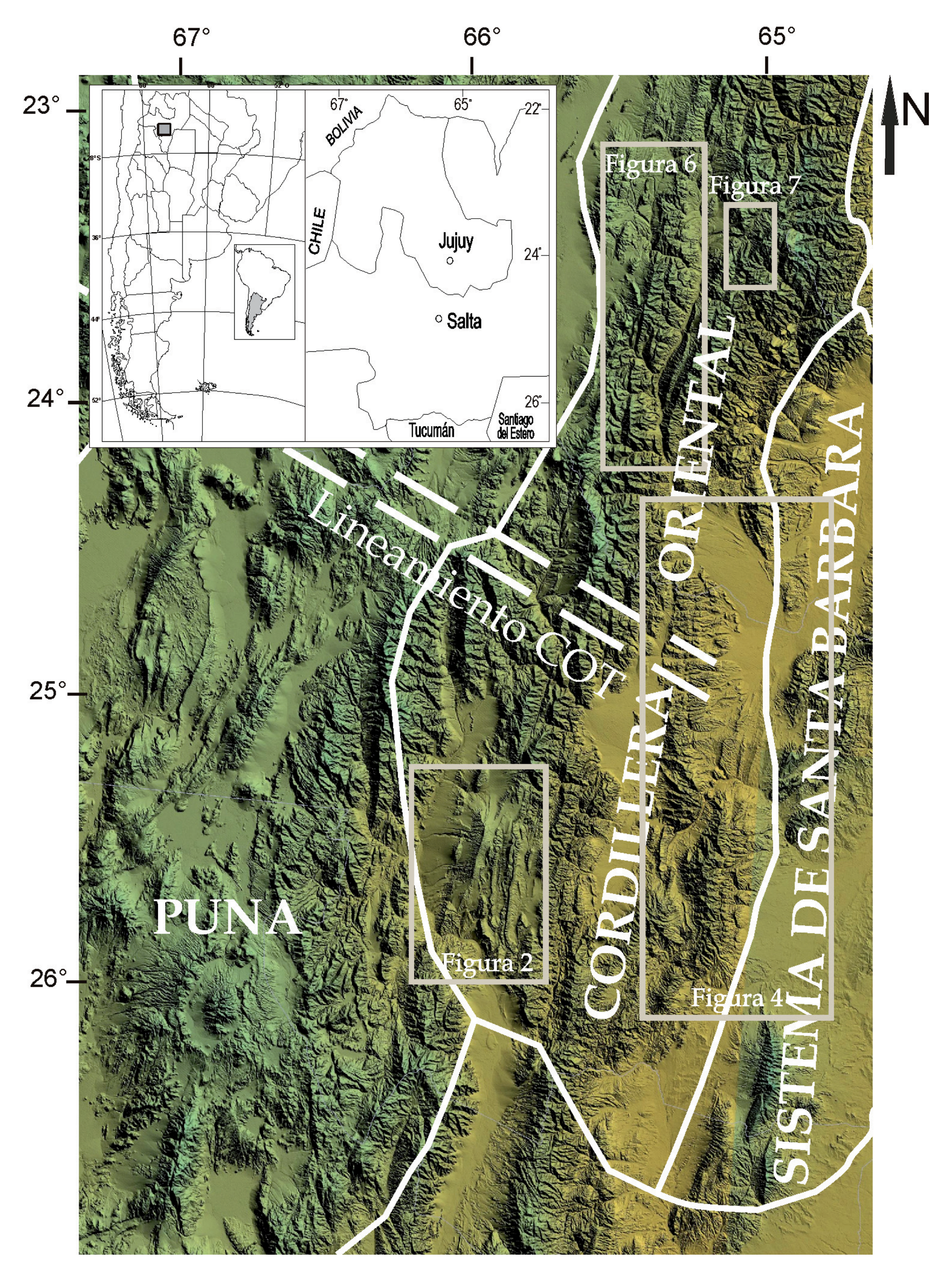


Figura 1. Mapa de ubicación regional de las cuencas del Mioceno superior. Figura 2: Ubicación del Valle Calchaquí-Tonco-Amblayo, Figura 4: Ubicación del sector Sur-Este de Cordillera Oriental, Figura 6: Ubicación cuencas de Tres Cruces – Casa Grande y cuenca Humahuaca, Figura 7: Ubicación Cuenca de Cianzo.

La evolución estructural de la zona fue controlada principalmente por la inversión de las cuencas extensivas del rift Cretácico del Grupo Salta, que se superpone a la migración general de la deformación hacia el antepaís, para algunos autores en

una cuenca de antepaís fragmentada y para otros en un sistema de cuenca de antepaís. El sistema imbricado de cabalgamientos de la parte occidental de la Cordillera Oriental, a pesar de ser vergente hacia el oeste, se desarrolló hacia el antepaís durante el Mioceno medio-superior dando lugar a un sistema de cabalgamientos de bloque superior (fuera de secuencia). Durante el Pleistoceno-Holoceno, la deformación afectó una zona más amplia, incluyendo toda la Cordillera Oriental y el Sistema de Santa Bárbara, reactivando los cabalgamientos desarrollados con anterioridad (Carrera y Muñoz, 2008).

Cuenca del Valle Calchaquí (Grupo Payogastilla)

El Grupo Payogastilla (Díaz y Malizzia, 1983) aflora en el sector sur-occidental de Cordillera Oriental y está integrado, de base a techo, por las formaciones Los Colorados, Angastaco, Palo Pintado y San Felipe (figura 2). Estos depósitos se han acumulado en una cuenca de antepaís cuya configuración ha sido el resultado directo de la inversión tectónica de los depósitos de la cuenca de rift del Grupo Salta (Cretácico – Paleoceno, Salfity y Marquillas, 1994). El escenario en donde se inició la acumulación de los depósitos basales del Grupo Payogastilla habría sido una cuenca de *sag* con tres subcuencas colmatadas (Brealito, Pucará y Alemanía) y posteriormente invertidas por efectos de la subducción de la placa de Nazca y la placa Sudamericana durante tiempos del Eoceno (Hongn y Seggiaro, 2001).

El Grupo Payogastilla está integrado de base a techo por: Formación Los Colorados (Eoceno medio a superior), Formación Angastaco (Mioceno inferior a medio), Formación Palo Pintado (Mioceno superior) y Formación San Felipe (Plioceno-Pleistoceno).

Los depósitos sedimentarios del Mioceno superior de la Formación Palo Pintado, se encuentran ubicados en la zona sur del Valle Calchaquí, entre los 25º41'01" S – 66º07'55" W y los 25º40'59" S – 66º05'49" W, aproximadamente a 200 km al suroeste de la ciudad de Salta, en el norte de Argentina (figuras 1 y 2).

La Formación Palo Pintado se depositó entre los 10.29±0.11 Ma (K/Ar) (Galli *et al.* 2008) y los 5.27 ± 0.28 Ma ($^{206}Pb/^{238}U$; Coutand *et al.*, 2006) como lo indican las dataciones de los niveles de tobas intercalados y está constituida por ciclos grano y estratodecrecientes de conglomerados soportados por matriz, areniscas cuarzosas y sublíticas limpias, medianas a finas, que culminan con niveles de pelitas verdes, que han sido interpretados como sistemas fluviales de ríos anastomosados de baja jerarquía y baja movilidad (Díaz, 1985, 1987; Díaz *et al.*, 1987; Herbst *et al.*, 1987).

Los niveles de tobas, esencialmente vítreas y de composición dacítica, , han podido ser discriminados de aquellos de la Formación Angastaco sobre la base de sus características geoquímicas, las que denotan una evolución magmática de sus fuentes a mayor profundidad, lo que ha permitido utilizar a los mismos como trazadores cronoestratigráficos a aplicar en la región Dichos registros plinianos muestran correspondencia con el evento volcánico explosivo acaecido en el lapso 10-6 Ma, a lo largo de la Cadena Volcánica asociada al sistema transcurrente Calama-Olacapato-Toro (Coira *et al.*, 2014).

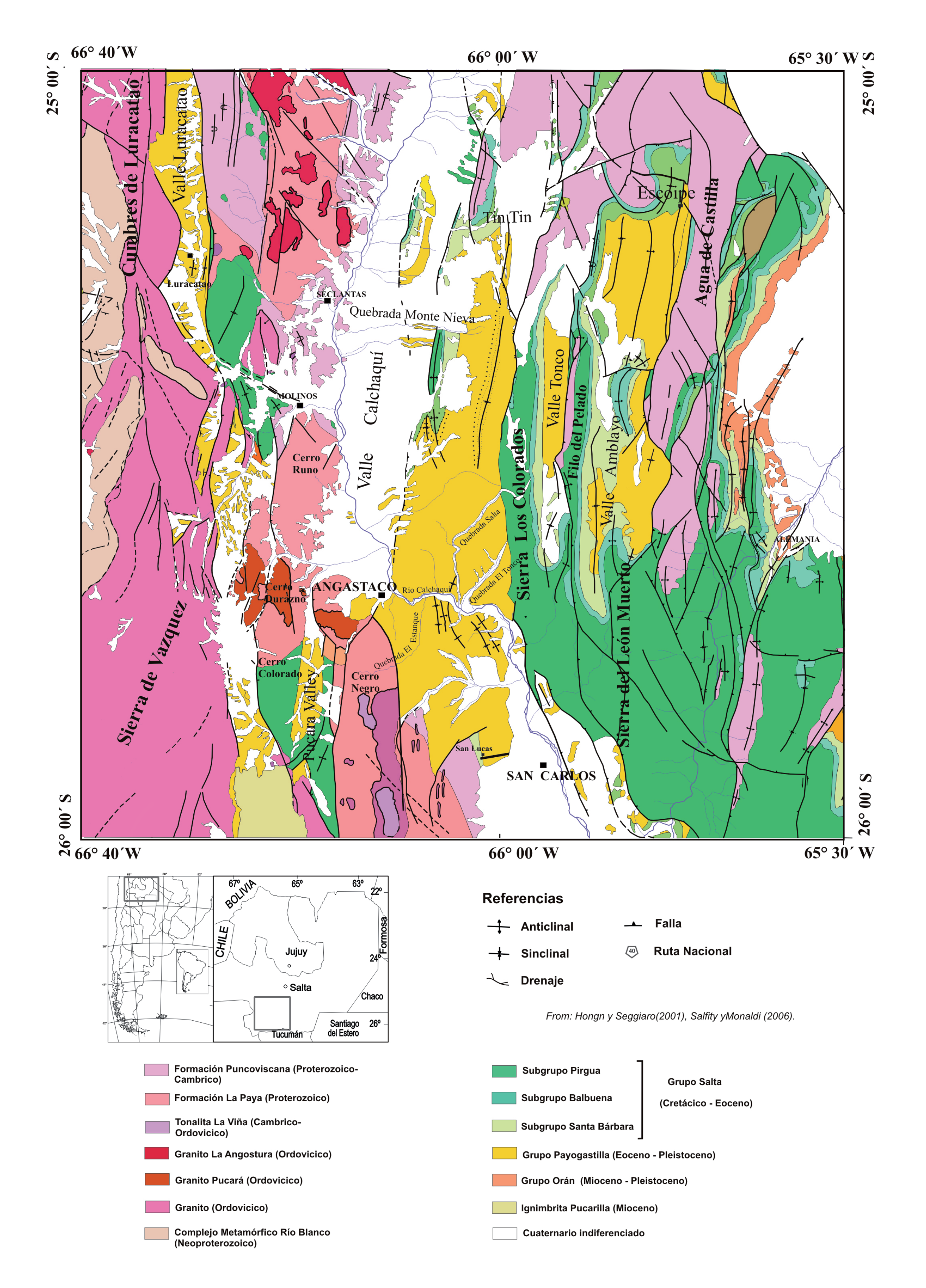


Figura 2. Mapa de ubicación de los afloramientos del Grupo Payogastilla (Eoceno medio – Plioceno), en el Valle Calchaquí-Ronco-Amblayo, provincia de Salta.

Una gran diversidad de fósiles se recolectan en los depósitos de la Formación Palo Pintado, principalmente en los niveles basales y medios en donde abundan láminas foliares bien preservadas (Herbst *et al.*, 1987; Anzótegui, 1998, 2006), frutos (Anzótegui *et al.*, 2007); palinomorfos (Anzótegui y Cuadrado, 1996; Acevedo *et al.*, 1997; Mautino, 2007); bivalvos (Morton, 1992; Herbst *et al.*, 2000); leños (Lutz y Martínez, 2007) y vertebrados, representados por escamas y vértebras de peces, escamas de tortuga, una mandíbula de *Caiman latirostris* que proviene de niveles superiores de la Formación Palo Pintado en el área sur de los Valles Calchaquíes (Bona *et al.*, 2014); y mamíferos (Díaz *et al.*, 1987; Starck y Anzótegui, 2001): *Kraglievichia sp.*, *Phohophorus sp.*, *Toxodontidae* (cf. *Xotodon sp.*,) y Gliptodontidae (*Plyctaenopyga* y *Stromatophorus*). Los vertebrados solamente están citados en trabajos generales o como comunicaciones personales y no los respaldan trabajos taxonómicos. Recientemente (Anzótegui y Horn, 2007) han hallado otras impresiones de vegetales (*Lycopodiella sp.*, *Equisetum sp.*, *Mayaca sp.*, *Cabomba sp.*, *Sapium sp.*, *Cedrela sp.* y *Malvaciphyllum sp.*) y bivalvos, *Anodontites sp.* y *Diplodon sp.*, los que permitirán ampliar aspectos acerca de las paleocomunidades, el paleoambiente y el paleoclima (Galli *et al.*, 2011). Con el material fósil se han reconstruido las siguientes paleocomunidades: acuáticas (con distintas paleoasociaciones), palustres, bosques de ribera estratificados y sabanas o praderas y se ha establecido que estas paleocomunidades pertenecen a la región paleofitogeográfica Neotropical Neógena (Barreda *et al.*, 2007). En Starck y Anzótegui (2001), se destacó que el ambiente en que fue depositada esta formación responde a condiciones climáticas comparativamente más benignas que las que muestran otras formaciones regionales coetáneas y la tendencia global que tiende a un desmejoramiento climático.

Las paleocomunidades contienen integrantes de distintas provincias fitogeográficas actuales, tanto del norte de Argentina como de otras de América del Sur, se considera que las actuales en ese momento aún no estaban delimitadas, siendo las fósiles antecesoras de las mismas.

Paleoambiente.— Las características de la arquitectura fluvial y sus litofacies asociadas, indican para la Formación Palo Pintado un sistema fluvial con depósitos desarrollados dentro del canal o intracanal y de “overbank” (Galli *et al.*, 2011). Las acumulaciones intracanal están conformadas por depósitos de barras gravosas (GB, asociación de litofacies conglomerados estratificados (Ch, Cp) y areniscas macizas (Am) y formas de lecho que se relacionan con barras transversas y “sand wave” por acreción vertical y corriente abajo (SB, asociación de litofacies areniscas entrecruzadas Ap y con laminación paralela Al). Mientras que los depósitos de “overbank” están representados por: a) barras de acreción lateral, en donde la superposición lateral y vertical representa repetidos procesos de erosión y acreción lateral en la llanura de inundación (LA, asociación de litofacies Cp, Am y Ap); b) canales pequeños producto de la erosión en los bordes del canal principal durante eventos de inundación, que son asignados a “crevasse cannel” (CS, asociación de litofacies Ap, Al y Am), y c) desarrollo de una amplia llanura de inundación (FF, asociación de litofacies de pelitas laminadas Pl, macizas Pm, con ondulitas Po, grietas de desecación Pgr y paleosuelos Pa).

Las litofacies de la Formación Palo Pintado se caracterizan por procesos básicos de corrientes fluviales que dan origen a depósitos de ríos de baja sinuosidad, con canales múltiples (los clásicos ríos del tipo trenzado) y a ríos de alta sinuosidad con canales simples (figura 3).

Las características generales de la arquitectura fluvial son semejantes a las de un sistema fluvial sinuoso-gravoso, con una sinuosidad intermedia a alta ("gravel wandering", Miall, 1985) que corresponden a ríos de carga mixta (trasportan sedimento en suspensión y tracción (Schumm, 1981, 1985) y pueden desarrollar, en algunos sectores, un canal simple y en otros, canales múltiples. La diferencia que se advierte con respecto al modelo propuesto por Miall (1985) es que se observa una importante participación del elemento SB, por lo que se propone denominarlo como un "sistema fluvial sinuoso areno-gravoso" (figuras 3 a, b).

Este sistema fluvial habría desarrollado amplias llanuras inundables (FF, litofacies Al, Pl, Pm, Po) que habrían sido desecadas en la estación seca o durante intervalos de tiempo más largos, lo que queda evidenciado por las grietas de desecación (Pgr), los niveles de yeso intercalados como finas láminas y los rasgos pedogenéticos (Pa). Estos depósitos presentan potentes espesores, sin una vinculación lateral con facies de canal. Las litofacies arenosas que se intercalan con los cuerpos pelíticos son registros de las inundaciones en estas lagunas a partir de crecidas no encauzadas, como producto de lluvias excepcionales.

El subambiente palustre (litofacies Pm y Pgr) se desarrolla en la orilla de lagunas en proceso de colmatación con muy bajo espacio de sedimentación y también constituye la fase final de relleno de las cubetas lagunares, cuando la acumulación de sedimentos alcanzó su máximo en la depresión dentro de la llanura de inundación (figura 3).

Los resultados preliminares de la presencia de minerales de arcilla en el subambiente de llanura de inundación, como illita, esmectita y caolinita indican que han sido generadas por hidrólisis en un clima templado-húmedo. La formación de estos niveles arcillosos para el tiempo de depósito de la Formación Palo Pintado, evidencian un cambio climático importante entre los 10 y 5 Ma en el sistema fluvial sinuoso areno-gravoso, que no se registran en los niveles más antiguos de la misma cuenca de depósito.

La Cuenca de Lerma y Güemes (Formación Guanaco – Grupo Orán)

El nombre de Grupo Orán fue propuesto por Russo (1972) para agrupar a los depósitos terciarios que en las provincias de Salta y Jujuy y áreas aledañas yacen sobre el Grupo Salta (Cretácico – Eoceno). Esta unidad estratigráfica incluye parcialmente a los depósitos que en el Noroeste Argentino eran referidos por Bonarelli (1921), de base a techo, como Areniscas Superiores, Terciario Subandino y Terciario Jujeño.

Durante el Cenozoico superior se produjeron varios acontecimientos tectónicos relacionados con el ascenso de los Andes, los que produjeron variaciones en las

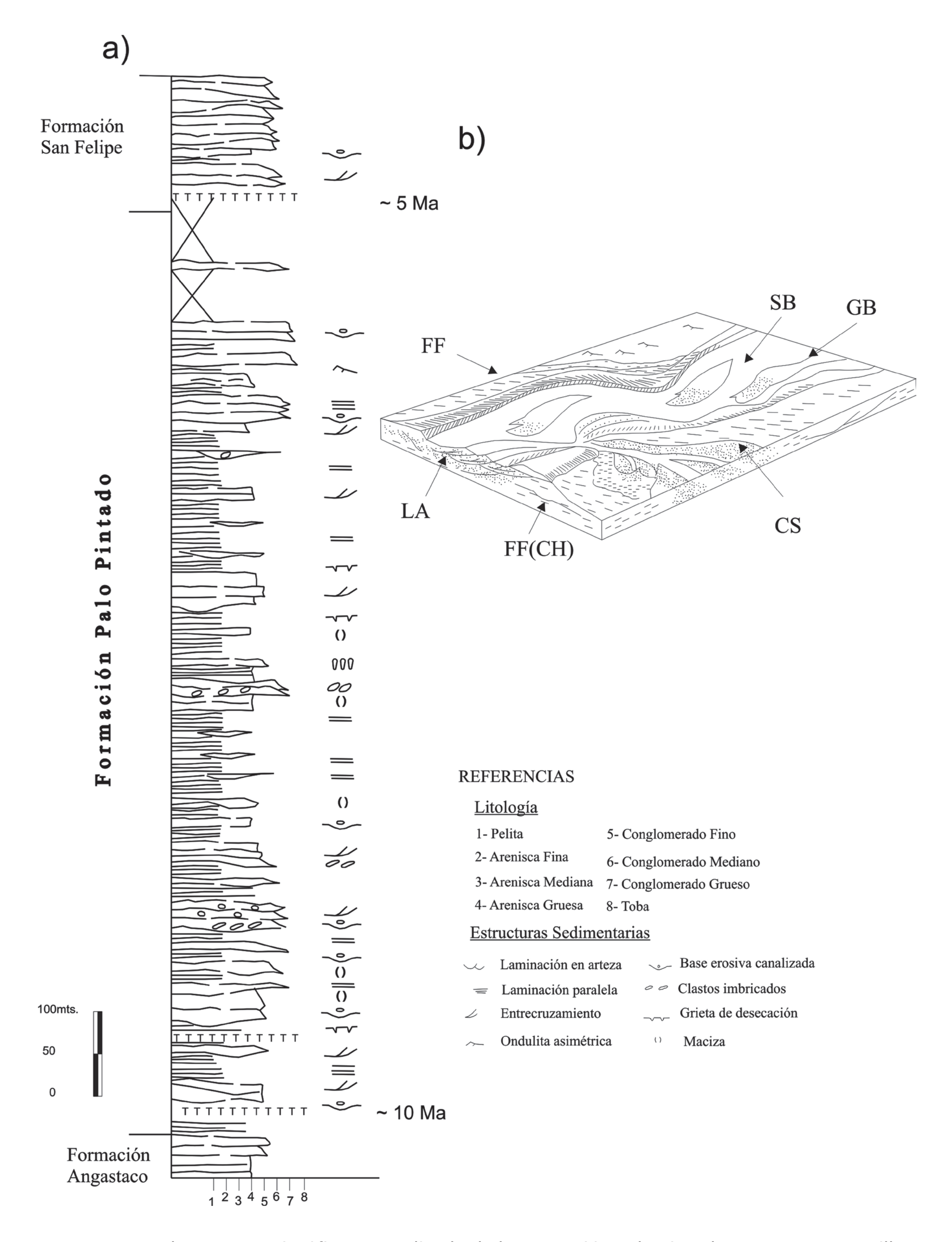


Figura 3. a) Columna estratigráfica generalizada de la Formación Palo Pintado (Grupo Payogastilla), b) Block diagrama representando el paleoambiente sedimentario de la Formación Palo Pintado.

cuencas situadas al este e influyeron en las características de los sedimentos que pueden ser divididos en dos secciones, a las que Russo (1972) denominó Subgrupo Metán a la inferior de composición psamítico-pelítica y Subgrupo Jujuy a la superior, esencialmente conglomerádica (figura 4).

El Subgrupo Metán está integrado, de base a techo, por las formaciones Río Seco, Anta y Jesús María (Gebhard *et al*., 1974; Arias y Chávez, 1976). El Subgrupo Jujuy consta de la Formación Guanaco (base) y la Formación Piquete (techo) (Gebhard *et al*., 1974).

Oliver Gascón (1975) definió a los depósitos del Subgrupo Metán en la sierra de Zapla, como formaciones San Lorenzo, Valle Grande y Agua Negra, que corresponden a facies laterales de las formaciones Río Seco, Anta y Jesús María.

Russo y Serraiotto (1978) consideraron que el Subgrupo Metán estaría limitado por discordancias: la de su techo es fácil de reconocer en Salta por la aparición brusca en la pila sedimentaria de espesos niveles psefíticos, pertenecientes a la Formación Guanaco del Subgrupo Jujuy, pero la discordancia de su base es paralela o de muy bajo ángulo.

Posteriores trabajos sobre el Grupo Orán analizan el aspecto del paleoambiente sedimentario la estratigrafía, el paleomagnetismo, la evolución y el análisis tecto-sedimentario de la cuenca de antepaís del Cenozoico; como: Galli *et al*. (1996), Starck y Vergani (1996), Monaldi *et al.* (1996), Galli y Hernández (1999), Hernández *et al*. (1999), Reynolds *et al*. (2000, 2001), González Villa (2002), Iaffa *et al*. (2011), Hain *et al*. (2011), entre otros.

El Subgrupo Jujuy muestra una tendencia general granocreciente, con ciclos de 50 a 700 metros de espesor, cuya extensión lateral es de decenas de kilómetros; en donde los ciclos granocrecientes representan la progradación de los sedimentos en momentos de reducido espacio de acomodación y por el contrario, los ciclos granodecrecientes representan períodos de agradación vertical asociados con un mayor espacio de acomodación (González Villa, 2002).

La sección tipo de la Formación Guanaco aflora en el río Guanaco, afluente del río Las Cañas (departamento Anta, provincia de Salta). La distribución actual de estos depósitos supera a la del Subgrupo Metán y constituye serranías de menor altitud, pierde identidad hacia el oriente (llanura Chaqueña) y en el eje de las depresiones intermontanas (valles del Río Grande de Jujuy, de Lerma, de Güemes y de Metán) (González Villa, 2002). En la Sierra de Zapla, la Formación Guanaco, presenta reducido espesor por la discordancia erosiva que la separa de los depósitos de la Formación Piquete (figuras 4 y 5). En el sector oriental de la Sierra de Santa Bárbara, Sierra de Maíz Gordo y en la Sierra de Gallo se observan buena calidad de afloramientos.

El contacto basal de la Formación Guanaco con la Formación Jesús María es en algunos sectores erosivo y en otros de discordancia angular, mientras que el contacto cuspidal con la Formación Piquete es discordante erosivo.

La distribución de espesores de la Formación Guanaco es irregular y se observan zonas con importante erosión del sustrato lo que indicaría que la cuenca habría tenido una configuración irregular, con altos y depresiones por donde se concentraba el drenaje (Starck y Vergani, 1996).

La Formación Guanaco cuenta con niveles de tobas vítreas granatíferas a las que Viramonte *et al*. (1994) vinculan a la Caldera La Pava-Ramadas, cuya actividad datan, en 8,73 ± 0.25 Ma (K/Ar; Viramonte *et al*., 1994) y posteriormente Bigazzi (2004; en Tait 2004) en 6.63 ± 0.28 Ma mediante trazas de fissión. Registros de

dichas tobas han sido encontrados en el área de San Antonio de los Cobres, Valle de Lerma, así como en los valles del Río Grande de Jujuy y Juramento- Metán (del Papa *et al*., 1993; Viramonte *et al*., 1994; Coira *et al*., en preparación). La constancia composicional determinada en los cristales de granate (Alm70-75Spe21-25Gro1-4Pyr05-1.) tanto en los niveles de tobas como en las facies proximales de la Caldera La Pava-Ramadas (Viramonte *et al*., 1984; Gauthier *et al*., 1994, Coira *com. pers.*) hace de dichos niveles excelentes trazadores del Mioceno superior.

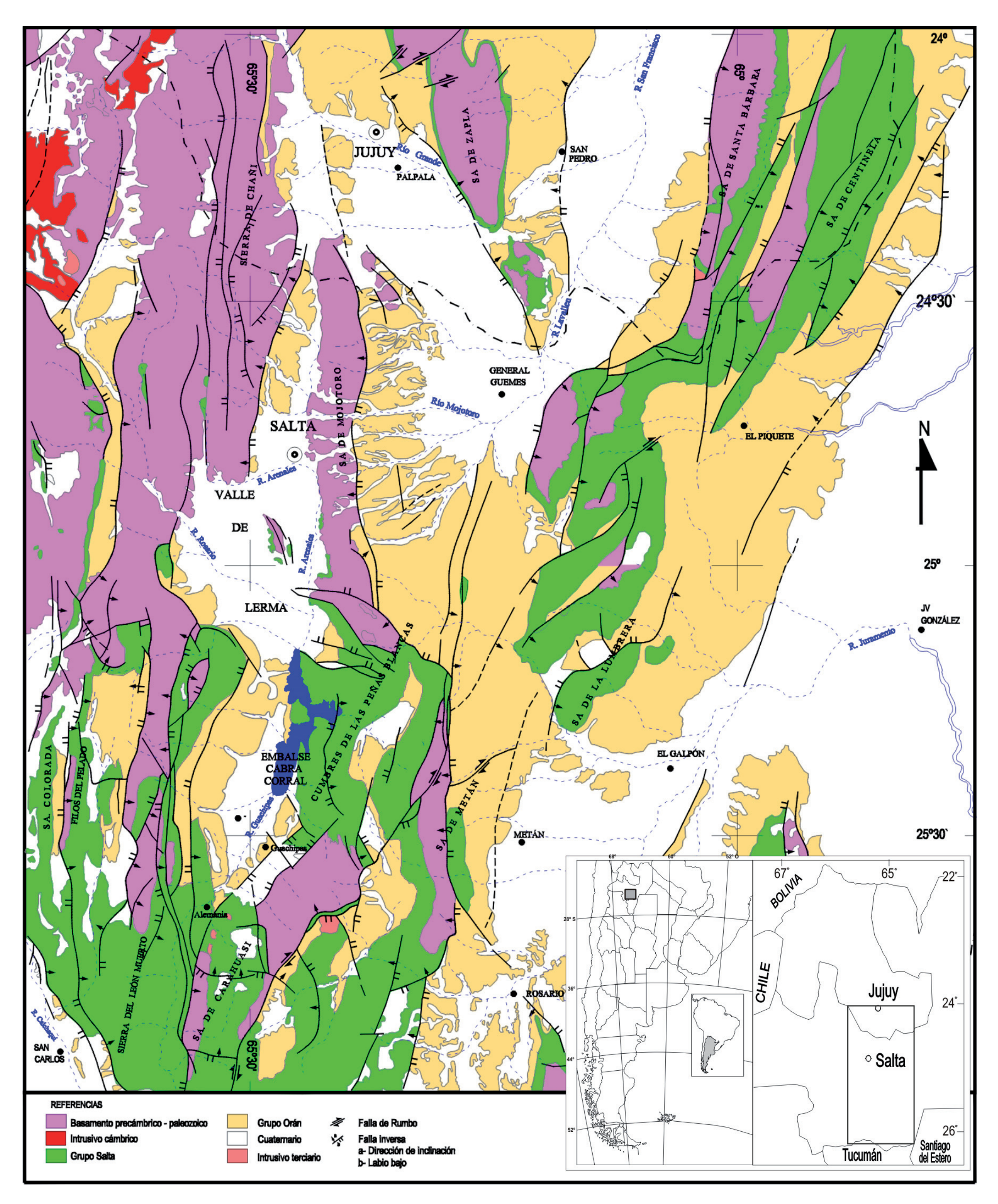


Figura 4. Mapa de ubicación de los afloramientos del Grupo Orán y de los depósitos de la Formación Guanaco (Tomado de Fernández Garrasino, 1984).

Paleoambientes.— La Formación Guanaco está caracterizada por depósitos de abanicos aluviales dominados por corrientes fluidas y un sistema fluvial gravo-arenoso en donde la distribución de facies sedimentarias está caracterizada por: 1-conglomerado y sabulita, con bases canalizadas y arreglo granodecreciente, constituyendo depósitos de barras gravosas, 2- facies de conglomerados macizos acumulados por depósitos hiperconcentrados y 3- areniscas conglomerádicas con estratificación en artesa y planar que corresponden a depósitos de barras laterales y por migración de dunas (figura 5 b, González Villa, 2002).

Las facies de la Formación Guanaco se asocian en depósitos de formas canalizadas (CH), mantos de gravas (GB) y formas de lecho arenosas (SB) intercaladas. Estos elementos arquitecturales conforman ciclos granodecrecientes de gran extensión areal, característicos de ríos entrelazados gravo-arenosos (Miall, 2006).

Este sistema fluvial está asociado a un ambiente de abanicos aluviales dominado por corrientes fluidas. Los depósitos proximales se ubican en la zona occidental (Valle de Lerma) y el sector medio y distal se ubica en la zona central y distal (figura 3; González Villa, 2002); asociado a un sistema fluvial de gran envergadura bajo condiciones de un clima cálido y húmedo (Starck y Vergani, 1996). Se encontraron restos de vertebrados (mamíferos) y troncos de árboles, sin descripciones taxonómicas publicadas.

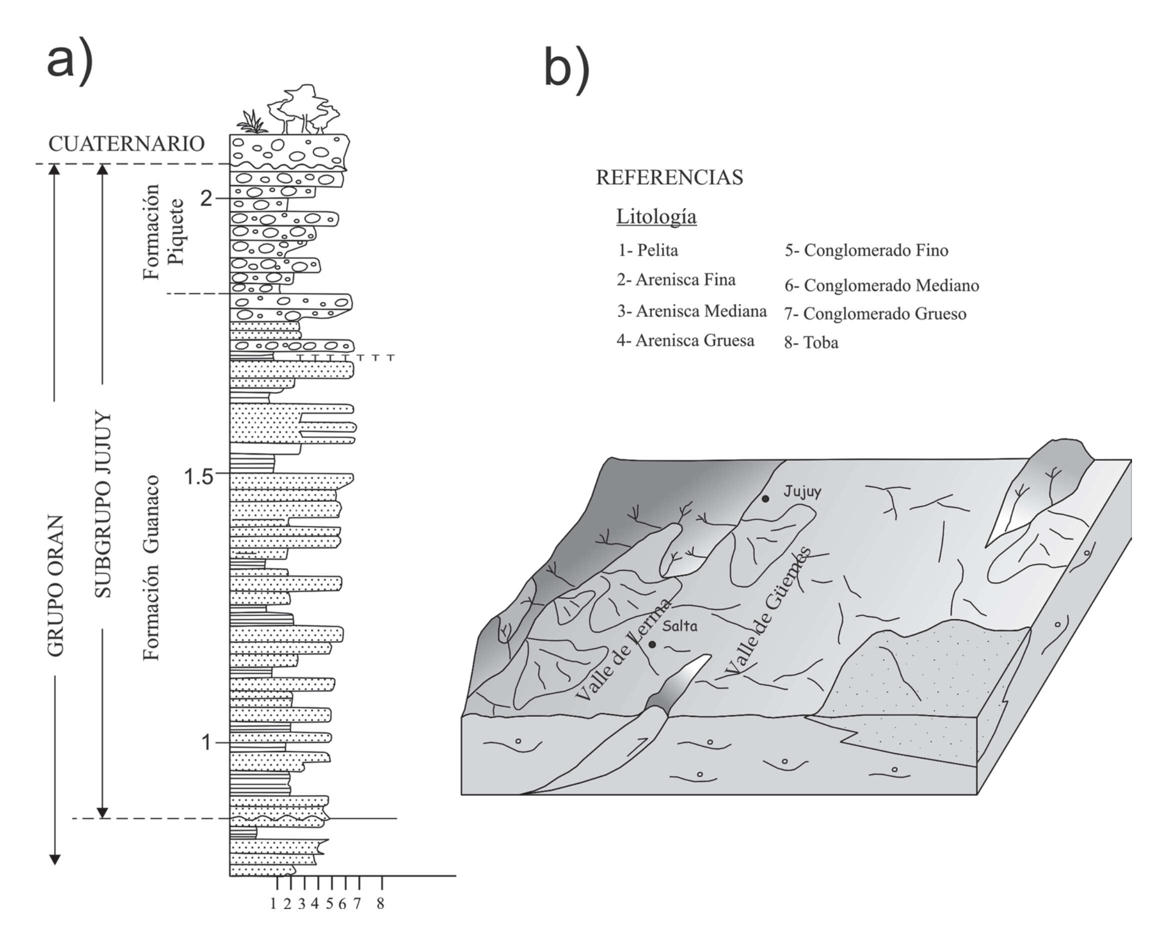


Figura 5. a) Columna estratigráfica generalizada de la Formación Guanaco, b) Block diagrama representando el paleoambiente sedimentario de la Formación Guanaco (González Villa, 2002).

Cuenca de Tres Cruces – Casa Grande y Cuenca de Cianzo (Formación Pisungo)

La Cuenca de Tres Cruces-Casa Grande fue un importante depocentro durante el Cretácico y el Cenozoico (figura 6). La estratigrafía de esta zona está compuesta por facies del rift (synrift) y de postrift (sag) del Grupo Salta (Cretácico – Paleoceno), depósitos de cuenca de antepaís (Eoceno medio a Mioceno medio) y de cuencas intermontanas (Plioceno). Durante el Eoceno, al oeste de la Cuenca de Tres Cruces, se habrían producido los primeros corrimientos con vergencia al este generando subsidencia por carga tectónica en el antepaís. De esta forma la cuenca de Tres Cruces-Casa Grande continuó siendo un área de subsidencia y relleno de sedimentos durante todo el Paleógeno y Neógeno. Originalmente algunos autores correlacionaron las sedimentitas cenozoicas de la cuenca de Tres Cruces como equivalentes en edad con el Grupo Orán en las Sierras Subandinas (Russo, 1975; Méndez *et al*., 1979, Boll y Hernández, 1986), sin embargo, la Cuenca de Tres Cruces es más antigua que la del Grupo Orán en las Sierras Subandinas (Hernández *et al*., 1986).

Los depósitos de la Cuenca de Tres Cruces-Casa Grande (Eoceno superior-Plioceno), poseen características estratigráficas y sedimentológicas que permiten tener un registro tecto-sedimentario completo de la evolución de esta parte de la cuenca de antepaís andina. El registro está representado por las formaciones Casa Grande, Río Grande, Pisungo y Mal Paso. El contacto entre las formaciones Lumbrera y Casa Grande es discordante con baja angularidad y erosivo, mientras que la relación entre la Formación Casa Grande y la Formación Río Grande es de paraconformidad, claramente visible en la quebrada del río Casa Grande. La Formación Casa Grande está representada por depósitos fluviales meandrosos, con un marcado cambio de espesor en la cuenca (345 m en el valle de Casa Grande y 210 m en el río Grande). La base de la Formación Río Grande (Mioceno medio) presenta un gran porcentaje de clastos del Grupo Salta, con datos de proveniencia desde el Este, como resultado del alzamiento del Cerro Colorado. El análisis petrográfico y de proveniencia de la Formación Pisungo (Mioceno superior) indica que estos conglomerados muy gruesos de abanicos aluviales proximales provienen del alzamiento de la Sierra de Aguilar al Oeste (Figura 8 a, Villalba Ulberich en preparación). La Formación Mal Paso, equivalente temporal de las formaciones Tilcara y Uquía (Quebrada de Humahuaca), tiene amplia distribución en la zona del valle de Casa Grande y yace en una marcada relación de discordancia con la Formación Casa Grande (Galli *et al*., 2015)

En base a la descripción original de los depósitos sinorogénicos de la Cuenca de Tres Cruces-Casa Grande, Siks y Horton (2011) consideran el relleno sedimentario de la Cuenca de Cianzo (figura 5), como un equivalente estratigráfico y temporal, asignándole la misma denominación formal, como formaciones Casa Grande, Río Grande y Pisungo.

La Cuenca de Cianzo (figura 7) es un depocentro que se caracteriza por tener una de la más completa sucesión Fanerozoico del noroeste argentino (Kley *et al*., 2005). La preservación de estratos del Paleozoico y depósitos del sinrift cretácico es el resultado de grandes desplazamientos a lo largo de importantes fallas normales

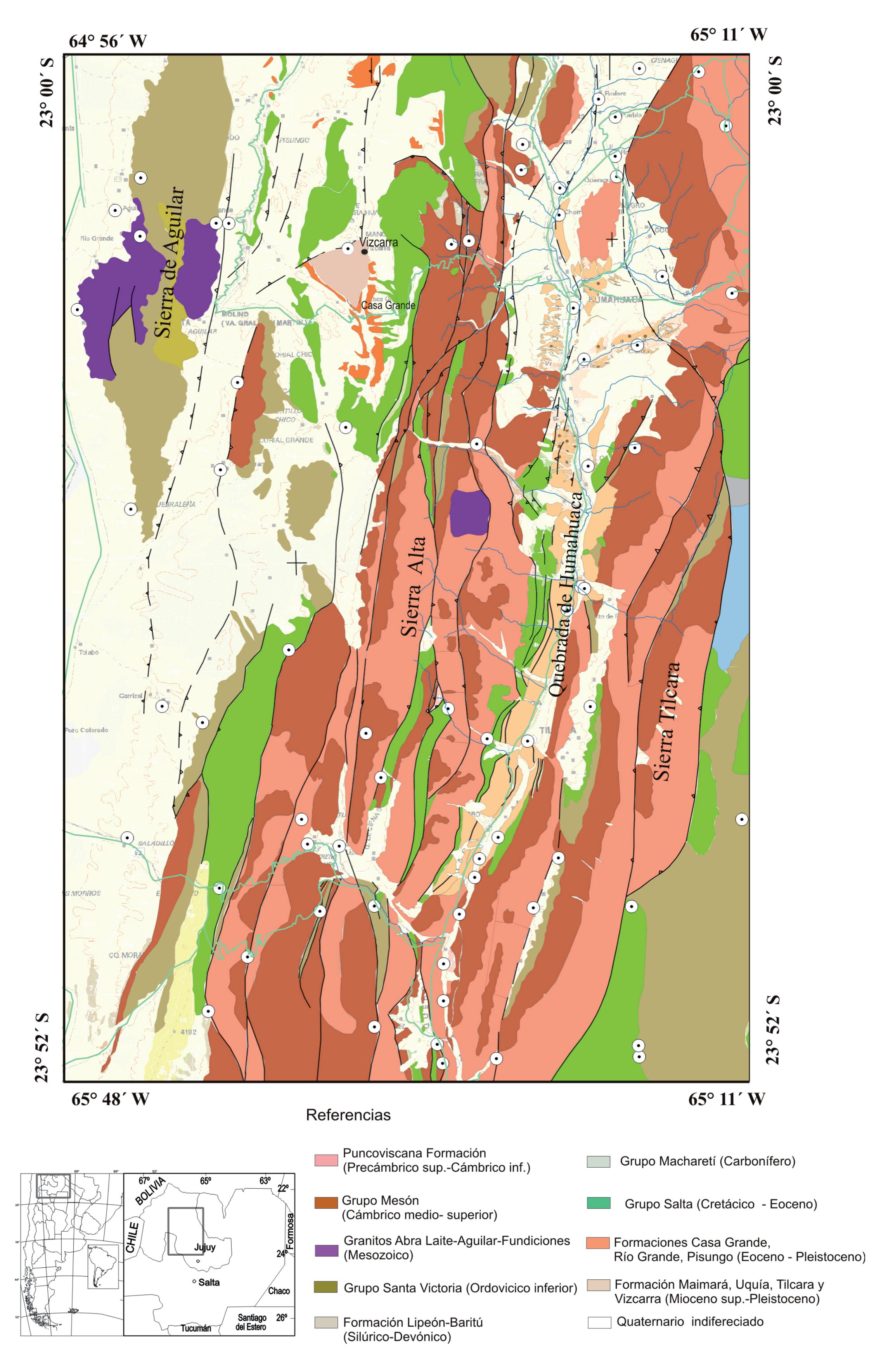


Figura 6. Mapa de ubicación de los afloramientos de las cuencas de Tres Cruces-Casa Grande y Humahuaca (Base tomada de González *et al*., 2003).

del sistema de rift del Grupo Salta (Kley *et al.*, 2005). La reactivación e inversión de estas fallas del sistema de rift durante la subsecuente orogenia Andina ha influenciado en la acumulación y preservación del espesor de los depocentros cenozoicos (Grier *et al.*, 1991; Kley *et al.*, 2005; Monaldi *et al.*, 2008).

Paleoambiente.— La Formación Pisungo está compuesta por conglomerados y areniscas conglomeráticas de escasa consolidación, con un espesor variable entre 750 m y 2500 m, con características de depósitos fluviales entrelazados proximales, conformando dos ciclos granocrecientes (Boll y Hernández, 1986; Villalba Ulberich en preparación). Esta unidad se interpreta que es coetánea a la estructura y vinculada a procesos tectónicos intensos, generadores de un relieve marcado, que se verifica con los cambios de espesor entre las zonas estructuralmente altas (anticlinales y

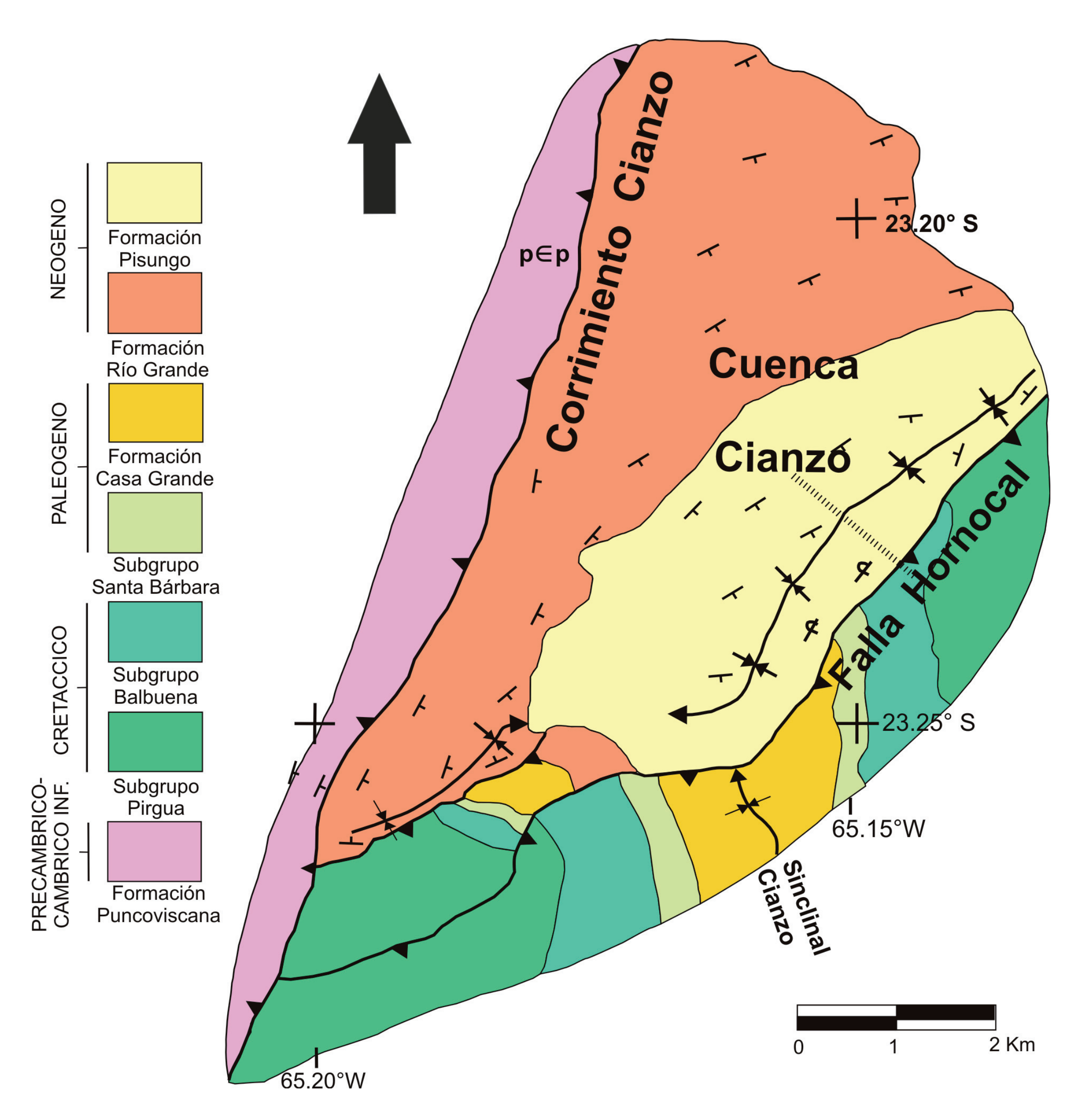


Figura 7. Mapa de ubicación de los afloramientos de la Cuenca de Cianzo (Tomado de Siks y Horton 2011).

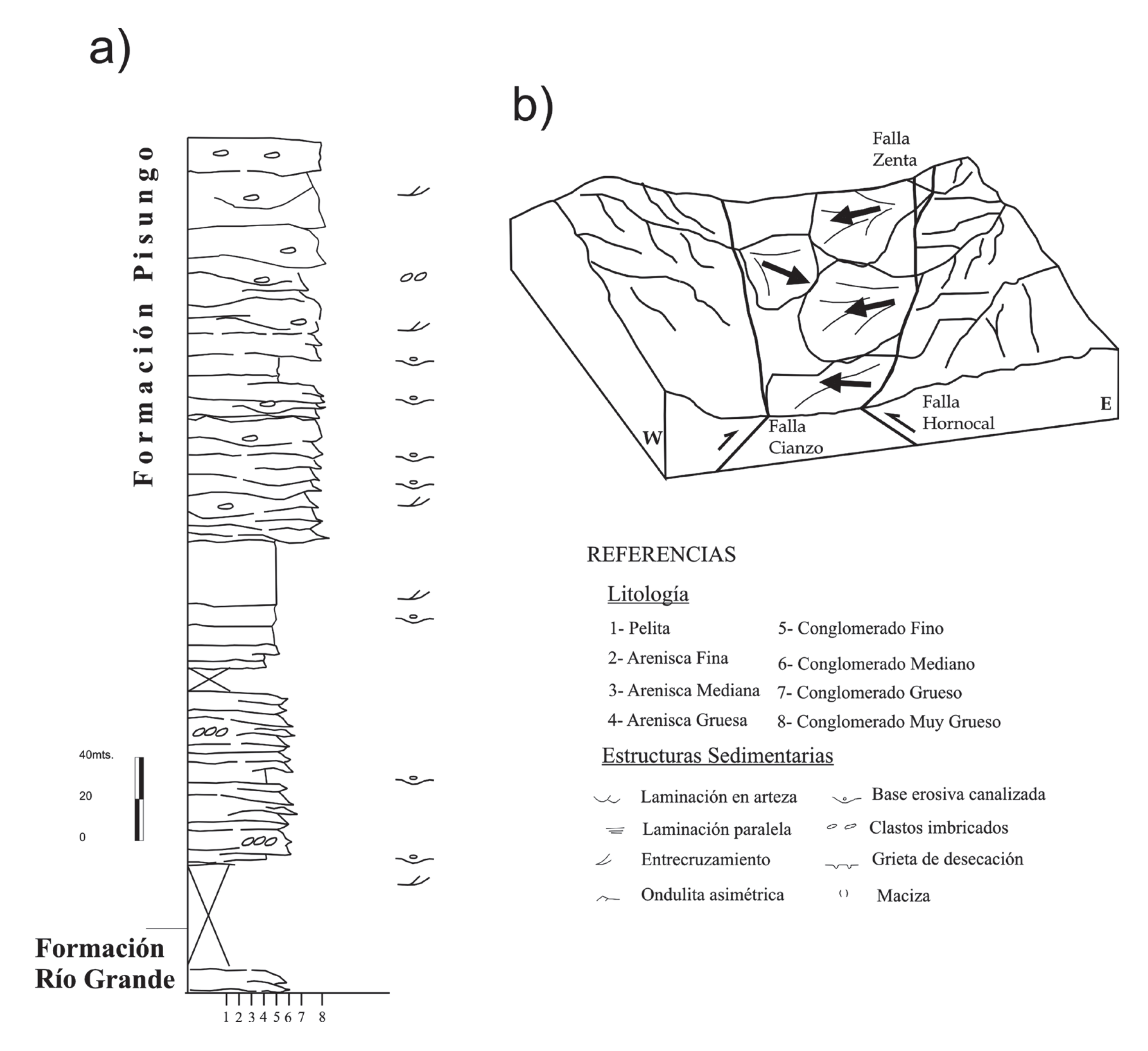


Figura 8. a) Columna estratigráfica generalizada de la Formación Pisungo (Cuenca de Tres Cruces-Casa Grande; Villalba Ulberich, en preparación), b) Block diagrama representando el paleoambiente sedimentario de la Formación Pisungo (Siks y Horton, 2011).

bloques altos) y bajas (sinclinales y bloques bajos), funcionando los primeros como zonas de aporte y los segundos como depocentros (Boll y Hernández, 1986).

La Formación Pisungo, en la Cuenca de Cianzo, registra 1600 m de espesor dominada por facies conglomerádicas de abanicos aluviales, con depósitos de flujos hiperconcentrados y flujos efímeros (figura 6; Siks y Horton, 2011). Tanto las areniscas como los conglomerados presentan gran proporción de clastos del Cretácico y del Cámbrico, así como un gran aumento de los fragmentos líticos sedimentarios, es probable que reflejen una derivación del Grupo Salta (Cretácico-Paleógeno) el que conforma el bloque sur de la falla Hornocal (figura 5, Siks y Horton, 2011). Las edades U-Pb de circón detrítico conforman un espectro que van desde la población dominante de edad Pampeana (570-520 Ma) al arco Famatiniano (500-435 Ma), seguido de un reducido aporte del Sunsas (1200-1000 Ma; Siks y Horton, 2011).

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue financiado por UNSa (CI-UNSa – 2287 y 1966), AGENCIA (PICT 2012-1984), y UNJu (SECTER-UNJu - E08/033 y E08/030). Los autores agradecen la edición final de los gráficos contenidos en este manuscrito realizado por el Geól. Victor Bercheñi (CI-UNSa-2287).

BIBLIOGRAFÍA

Acevedo, T. L., Mautino, R. L., Anzótegui, L. M. y Cuadrado, G. A. 1997. Estudio palinológico de la Formación Palo Pintado (Mioceno superior), Provincia de Salta, Argentina. Parte II: Esporas: Geociencias 2: 112-120.

Acevedo, L. T., Anzótegui, L. M. y Mautino, L. R. 1998. Análisis palinológico preliminar de la Formación Palo Pintado (Mioceno superior), en Quebrada del Estanque, Salta, Argentina, en Comunicaciones Científicas y Técnicas de la Universidad Nacional del Nordeste, Resistencia, Argentina. Resúmenes expandidos 3: 143-146.

Anzótegui, L. M. 1998. Hojas de angiospermas de la Formación Palo Pintado, Mioceno superior, Salta, Argentina. Parte I: Anacardiaceae, Lauraceae y Moraceae: Ameghiniana 35 (1): 25-32.

Anzótegui, L. M. 2006. Paleofloras del Mioceno en los Valles Calchaquíes, Noroeste de Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Nordeste, 266 pp. Corrientes.

Anzótegui, L. M. y Cuadrado, G. A. 1996. Palinologia de la Formación Palo Pintado, Mioceno superior, Provincia de Salta, República Argentina. Parte I: Taxones nuevos: Revista Española de Micropaleontología 28 (3): 77-92.

Anzótegui, L. M. y Horn M. Y. 2007. Adenda a la megaflora de la Formación Palo Pintado (Mioceno Superior-Plioceno) de los valles Calchaquíes, en Reunión Anual de comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina 44: p. 78R.

Anzótegui, L. M., Horn, M. Y., Mautino, L. R. y Garralla, S. S. 2007. Diversificación de Cyperaceae en los Valles Calchaquíes durante el Mioceno Medio-Plioceno. Boletín de la Asociación Argentina de Botánica 42: p 117.

Arias, J. E. y Chávez Manrique, A. 1976. El Grupo Orán en el Valle de Lerma, Salta, Revista de la Asociación Geológica Argentina 31 (1): 59 - 60.

Barreda, V., Anzótegui, L. M., Prieto, A. R., Aceñolaza, P., Bianchi, M. M. Borromei, A. M., Brea, M., Caccavari, M., Cuadrado, G. A., Garralla, S., Grill, S. G., Guerstein, R., Lutz, A. I., Mancini, M. V., Mautino, L. R., Ottone, E. G., Quattrocchio, M, Romero, E.J., Zamaloa, M.C. y Zucol, A. 2007. Diversificación y cambios de las Angiospermas durante el Néogeno en Argentina, en Archangelsky, S., Sánchez, T, Tonni, E. (Eds.), Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 11, Ameghiniana: 173-191. 50º Aniversario.

Boll, A. y Hernández R. M. 1986. Interpretación estructural del área Tres Cruces. Boletín de Informaciones Petroleras 7: 2–14.

Bona, P., Starck, D., Galli, C.I., Gasparini, Z., Reguero, M. 2011. Registro de *Caiman cf. C. latirostris* (Alligatoridae, Caimaninae) en el Mioceno tardío en el Noroeste Argentino. Reunión Anual de la Asociación Paleontológica Argentina, Lujan, Buenos Aires. Argentina, p. 20.

Bona, P., Starck, D., Galli, C., Gasparini, Z. y Reguero, M. 2013. Caiman cf. Latirostris (Alligatoridae, Caimaninae) in the late Miocene Palo Pintado Formation, Salta province, Argentina: paleogeographic and paleoenvironmental considerations. Ameghiniana 51 (1): 26-36.

Bonarelli, G. 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte (Provincia de Salta y Jujuy). Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Geología 15 (I):1-96.

Brackebusch, L. 1883. Estudio sobre la Formación Petrolífera de Jujuy. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba Boletín 2: 137-184, Córdoba.

Carrera, N. y Muñoz, J. 2008. Thrusting evolution in the southern Cordillera Oriental (northern Argentine Andes): Constraints from growth strata. Tectonophysics 459 (1-4): 107-122.

Coira, B., Galli, C. I, Mahlburg Kay, S., Kay, R. W. y Flores, P. 2014. Niveles piroclásticos como herramientas de correlación en los depósitos cenozoicos del Grupo Payogastilla, Valles Calchaquí, Tonco y Amblayo, en el noroeste de Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 71 (2): 147-160.

Coutand, I., Carrapa, B., Deeken, A., Schmitt, A. K., Sobel, E. y Strecker, M. R. 2006. Orogenic plateau formation and lateral growth of compressional basins and ranges: insights from sandstone petrography and detrital apatite fission-track thermochronology in the Angastaco Basin, NW Argentina. Basin Research 18: 1-26.

del Papa, C., Disalvo, A., Reynolds, J., Pereyra, R. y Viramonte, J. 1993. Utilización de niveles piroclásticos en correlación estratigráfica: un ejemplo para el Terciario superior del noroeste argentino. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas II: 166-171. Mendoza.

Díaz, J. I. 1985. Análisis estratigráfico del Grupo Payogastilla, Terciario superior del valle Calchaquí, provincia de Salta, República Argentina. 4º Congreso Geológico Chileno. Antofagasta, Actas, 211-234.

Díaz, J. I. 1987. Estratigrafía y sedimentología del Terciario Superior de la región comprendida entre los valles de los ríos Calchaquí y Guachipas, Provincia de Salta, República Argentina: Tucumán, Argentina, Tesis doctoral, Universidad Nacional de Tucumán, 114 pp.

Díaz, J. I. y Malizzia, D. 1983. Estudio Geológico y sedimentológico del Terciario Superior del Valle Calchaquí (departamento de San Carlos, Salta). Boletín Sedimentológico 2 (1): 8-21.

Díaz, J. I., Malizzia, D. y Bossi, G. 1987. Análisis estratigráfico del Grupo Payogastilla. 10° Congreso Geológico Argentino p. 113-116. San Miguel de Tucumán, Argentina.

Fernández Garrasino, C. A., Gebhard, J. A., y Narciso, V. 1984. Mapa Geológico del Noroeste Argentino 1:500.000. 9° Congreso Geológoco Argentino. San Carlos de Bariloche, Actas 4: 208-210.

Galli, C. I. y Hernández, R. 1999. Evolución de la cuenca de antepaís desde la zona de la Cumbre Calchaquí hasta la Sierra de Santa Bárbara, Eoceno inferior - Mioceno medio, provincia de Salta, Argentina. En Colombo, F., Querault, I. y Petrinovic, I. (Eds) Geología de los Andes Centrales Meridionales: El Noroeste Argentino. Acta Geológica Hispánica 34 (2-3): 167-184.

Galli, C. I., Hernández, R. y Reynolds, J. 1996. Análisis estratigráfico del Subgrupo Metán (Grupo Orán), en el río Piedras, departamento Metán, Salta, Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras 12 (46): 99-107.

Galli, C. I., Ramírez, A., Barrientos, C., Reynolds, J., Viramonte, J. G. y Idleman, B. 2008. Estudio de proveniencia de los depósitos del Grupo Payogastilla (Mioceno Medio-Superior) aflorantes en el río Calchaquí, provincia de Salta, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino, Jujuy, Actas 17 (1): 353-354.

Galli, C. I., Anzótegui, L. M., Horn, M. Y. y Morton, L. S. 2011. Paleoambiente y paleocomunidades de la Formación Palo Pintado (Mioceno-Plioceno), Provincia de Salta, Argentina. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 28: 161-174.

Galli, C. I., Coira, B. L., Alonso, R. N., Villalba Ulberich, J. P. y Herrera Oviedo, E. P. 2015. La cuenca de antepaís cenozoica de Casa Grande, provincia de Jujuy. 3° Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, Corrientes, Argentina.

Gauthier, P. J., Déruelle, B., Viramonte, J. y Aparicio, A. 1994. Grenats des rhyolites de la caldera de La Pava-Ramadas (NW Argentine) at de leurs xénolites granitiques. Comptes Rendeus de l'Academie des Sciences Paris 318, serie II, 1629-1635.

Gebhard, J., Giudici, A. R. y Oliver Gascon, J. 1974. Geología de la comarca entre el río Juramento y arroyo Las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina 29 (3): 359-375.

Gonzales, M. A., Pereya, F., Ramallo, E., Tchilingguirian, P. 2003. Hoja Geológica 2366–IV, Ciudad de Libertador General San Martín, provincias de Jujuy y Salta. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín Servicio Argentino Nacional Minería y Geología 274: 109 pp.

González Villa, R. E. 2002. El Subgrupo Jujuy (Neógeno) entre los 24°–26°LS y 64°–66°LO, tramo centro austral de la cadena subandina Argentina, provincias de Salta y Jujuy, Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta, 350 p. Salta, Argentina.

Grier, M. E., Salfity, J. A. y Allmendinger, R. W. 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. Journal of South America Earth Science 4: 351–372.

Hain, M. P., Strecker, M. P., Bookhagen, B., Alonso, R. N., Pingel, H. y Schmittet, A. K. 2011. Neogene to Quaternary broken foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25°S). Tectonics 30: TC2006.

Herbst, R., Anzótegui, L. M. y Jalfin, G. 1987. Estratigrafía, paleoambientes y dos especies de Salvinia Adanson (Filicopsida) del Mioceno Superior de Salta, Argentina: Revista de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y Agrimensura 7: 15-42.

Herbst, R., Anzótegui, L. M., Esteban, G., Mautino, L. R., Morton, S. y Nassif, N. 2000, Síntesis paleontológica del Mioceno de los valles Calchaquíes, noroeste argentino. En Aceñolaza, F., Herbst, R. (Eds.), El Neógeno de Argentina: Argentina, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 14: 263-288.

Hernández, R. M., Disalvo, A., Boll, A., Gómez Omil, R. y Galli, C. I. 1999. Estratigrafía secuencial del Grupo Salta, con énfasis en las subcuencas de Metán-Alemania, noroeste argentino, in Geología del Noroeste Argentino. En Relatorio del 14° Congreso Geológico Argentino, Salta, tomo 1, González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.), Universidad Nacional de Salta, Salta, Argentina, pp. 263-283.

Hongn, F., del Papa, C., Powell, J., Payrola Bosio, P., Petrinivic, I., Mon, R. 2011. Fragmented paleogene foreland basin in the Valles Calchaquí, NW of Argentina. En Salfity, J. A., Marquillas, R. A. (Eds.), Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina. SCS Publisher, pp. 198-210.

Hongn, F. D. y Mon, R. 1999. La deformación ordovícica en el borde oriental de la Puna. En González Bonorino, G., Omarini, R., Viramonte, J.G. (Eds.) Geología del Noroeste Argentino. 14º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 212-216, Salta.

Hongn F. D., Mon, R., Petrinovich, I., del Papa, C. E. y Powell, J. 2010. Inversión y reactivación tectónica cretácica cenozoica en el noroeste argentino: Influencia de las heterogeneidades del basamento Neoproterozoico-Paleozoico inferior. Revista Asociación Geológica Argentina 66, 38-53.

Hongn, F. D. y Seggiaro, R. E. 2001. Hoja Geológica 2566-III, Cachi, 1:250.000. Instituto de Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 248, 96 p., Buenos Aires.

Iaffa, D., Sábat, F., Muñoz, J. A., Mon, R. y Gutierrez, A. 2011. The role of inherited structures in a foreland basin evolution: The Metán Basin in NW Argentina. Journal of Structural Geology 33: 1816-1828.

Jordan, T. y Alonso, R. N., 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20º - 28º south latitude. America Association Petroleum Geologists Bulletin 71: 49-64.

Kley, J., Rossello, E. A., Monaldi, C. R. y Habighorst, B. 2005. Seismic and field evidence for selective inversion of Cretaceous normal faults, Salta rift, northwest Argentina. Tectonophysics 399: 155-172.

Lutz, A. I. y Martinez, L. C. A. 2007. Nuevo género y especie de liana del Mioceno Superior (Formación Palo Pintado), Provincia de Salta, Argentina. Ameghiniana 44: 205-213.

Marquillas, R. A., del Papa, C. y Sabino, I. F. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. International Journal Earth Sciences 94: 94-113.

Mautino, L. R. 2007. Chlorophyta de los Valles Calchaquíes (Mioceno Medio y Superior), Argentina. Revista Española de Micropaleontología 39 (1-2): 81-102.

Méndez, V., Turner, J. C. M., Navarini, A., Amengual, R. y Viera, V. 1979. Geología de la Región Noroeste, provincias de Salta y Jujuy. Dirección General de Fabricaciones Militares 1-118. Buenos Aires.

Miall, A. D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth Science Research Journal 22 (4): 261-308.

Miall, A. D. 2006. The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology: Berlin, London, Springer, 581 pp.

Monaldi, C. R., Gonzalez, R. E. y Salfity, J. A. 1996. Thrust fronts in the Lerma Valley (Salta, Argentina) during the Piquete Formation deposition (Pliocene Pleistocene), 3rd International Symposium on Andean Geodynamics, St. Malo, France.

Monaldi, C. R., Salfity, J. A. y Kley, J. 2008. Preserved extensional structures in an inverted Cretaceous rift basin, northwestern Argentina: Outcrop examples and implications for fault reactivation. Tectonics 27: TC1011.

Moreno, J. A. 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25: 9-44.

Morton, L. S. 1992. Bivalvos de agua dulce de la Formación Palo Pintado (Mioceno Tardío) del Valle Calchaquí, provincia de Salta, Argentina. Revista de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y Agrimensura 9: 77-91.

Oliver Gascón, J. 1975. Observaciones geológicas en el anticlinal de la Sierra de Zapla, Departamento Capital y San Pedro, provincia de Jujuy. YPF Informe Inédito, Buenos Aires.

Reyes, C. y Salfity, J. A. 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 355-385, Córdoba.

Reynolds, J. H., Galli, C. I., Hernández, R. M., Idleman, B. D., Kotila, J. M., Hillard, R. V. y Naeser, C. W. 2000. Middle Miocene tectonic development of the transition zone, Salta Province, northwest Argentina: Magnetic stratigraphy from the Metán Subgroup, Sierra de Gonzalez. Geological Society of America Bulletin 112 (11): 1736-1751.

Reynolds, J. H., Hernández, R. M., Galli, C. I. y Idleman, B. D. 2001. Magnetostratigraphy of the Quebrada La Porcelana Section, Sierra de Ramos, Salta Province, Argentina: initial age limits on the regional Neogene lithostratigraphy and uplift of the southern Sierras Subandinas. Journal of South American Earth Sciences 14: 681-692.

Russo, A. 1972. La estratigrafía terciaria en el noroeste argentino. 5º Congreso Geológico Argentino, Villa Carlos Paz, Resúmenes.

Russo, A. 1975. Estratigrafía del Terciario en el Noroeste Argentino. YPF Informe Inédito, Buenos Aires.

Russo, A. y Serraiotto, A. 1978. Contribución al conocimiento de la Estratigrafía Terciaria del Noroeste Argentino. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas I: 715-730, Neuquén.

Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. 1994. Tectonic and Sedimentary Evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group Basin, Argentina. En Salfity, J.A. (Ed): Cre-

taceous Tectonics of the Andes. Earth Evolution Sciences, Friedr. Vieweg & Sohn, 266-315 p., Berlin.

Schumm, S. A. 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentological implications. En Ethridge, F.G., Flores, R.M. (Eds.), Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 31: 19-29.

Schumm, S. A., 1985. Patterns of alluvial rivers. Annual Reviews of Earth and Planetary Science 13: 5-27.

Siks, B. y Horton, B. K. 2011. Growth and fragmentation of the Andean foreland basin during eastward advance of fold-thrust deformation, Puna plateau and Eastern Cordillera, northern Argentina. Tectonics 30: TC6017.

Starck, D. y Anzótegui, L. M. 2001. The late climatic change persistence of a climatic signal through the orogenic stratigraphic record in northwestern of Argentina. Journal South American Earth 14 (7): 763-774.

Starck, D. y Vergani, G. 1996. Desarrollo tecto-sedimentario del Cenozoico en el sur de la provincia de Salta, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 433-452, Buenos Aires.

Strecker, M. R., Hilley, G. E., Bookhagen, B. y Sobel, E. R. 2012. Structural, geomorphic, and depositional characteristics of contiguous and broken foreland basins: examples from the eastern flanks of the central Andes in Bolivia and NW Argentina. In: Busby, C., Azor Pérez, A. (Eds.), Tectonics of Sedimentary Basins Recent Advances. Wiley-Blackwell, pp. 508 - 521.

Tait, M. A. 2004. Dynamics Eruption Dynamics and Evolution of a Highly Explosive Rhyolitic Volcanic Complex in the High Andes: The Late Miocene Ramadas Volcanic Centre, Andean Puna, Salta Argentina. Ph.D. Thesis, Monash University, Melbourne, Australia.

Toselli, A. J. y Rossi, J. N. 1984. Metamorfismo de las Cumbres Calchaquíes: 2º Petrología del basamento esquistoso entre La Angostura y Tafí del Valle, Tucumán. Revista de la Asociación Geológica Argentina 39 (3-4): 262-275.

Viramonte, J., Galliski, M., Araña, V., Aparicio, A., García Cacho, L. y Martín Escorza, E. 1984. El finivulcanismo básico de la depresión de Arizaro. 9° Congreso Geológico Argentino 11: 234-253.

Viramonte, J. G., Reynolds, J. H., del Papa, C. y Disalvo, A. 1994. The Corte Blanco garnetiferous tuff: A distinctive late Miocene marker bed in northwestern Argentina applied to magnetic polarity stratigraphy in the Río Yacones, Salta Province, Earth Planetary Science Letter 121 (3-4): 519-531.

Biocronoestratigrafía y paleoambientes del Mioceno tardío de Catamarca, Tucumán y Santiago del Estero, Argentina

Norma L. NASIF[1], Graciela ESTEBAN[1], Sergio M. GEORGIEFF[2,3], Lucía IBAÑEZ[2,4], Cecilia M. SPAGNUOLO[3]

[1] Instituto Superior de Correlación Geológica, INSUGEO, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina. norma_nasif@yahoo.com.ar; graciela_esteban@yahoo.com.ar
[2] Instituto de Estratigrafía y Geología Sedimentaria Global, IESGLO, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina. sergio_georgieff@csnat.unt.edu.ar
[3] CONICET – Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina. cecispagnuolo@yahoo.com.ar
[4] Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 251, (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina. lmibanez@lillo.org. ar

RESUMEN

Palabras clave:
Cronobioestratigrafía
Mioceno tardío
Catamarca
Tucumán
Santiago del Estero

En el Noroeste de Argentina los afloramientos neógenos son extensos y sus aspectos geológicos y paleontológicos han sido estudiados desde fines del siglo XIX. En este trabajo se reseña la información más relevante sobre aspectos estratigráficos, cronológicos y paleontológicos, articulando datos e interpretaciones tradicionales y recientes a fin de aportar a la reconstrucción paleoambiental del Mioceno comprendido entre los 11,63 y 5,33 Ma (Tortoniano-Messiniano) en las provincias de Catamarca, Tucumán y Santiago del Estero.

ABSTRACT

Palabras clave:
Chrono-bio-stratigraphy
Late Miocene
Catamarca
Tucumán
Santiago del Estero

"BIO-CHRONO-STRATIGRAPHY AND PALEO-ENVIRONMENTALS OF THE LATE MIOCENE FROM CATAMARCA, TUCUMÁN AND SANTIAGO DEL ESTERO, ARGENTINA". The Neogene outcrops in the Northwest of Argentina are extensive, and their geological and paleontological aspects have been studied since the end of the 19th century. This paper

reports the most relevant information on stratigraphic, chronological and paleontological aspects, articulating traditional and recent data and interpretations in order to contribute to the paleoenvironmental reconstruction of the Miocene between 11.63 and 5.33 Ma (Tortonian-Messinian) in the Catamarca, Tucumán and Santiago del Estero provinces.

INTRODUCCIÓN

En el Noroeste de Argentina (NOA) los afloramientos del Mioceno tardío, correspondientes al Tortoniano-Messiniano (11,63-5,33 Ma), aflorantes en las provincias de Tucumán y Catamarca son arealmente extensos y sus aspectos geológicos y paleontológicos han sido estudiados desde fines del siglo XIX. En Santiago del Estero son muy acotados y escasamente estudiados.

En Tucumán los estratos neógenos se apoyan en inconformidad sobre el basamento cristalino o metasedimentario del Proterozoico superior-Cámbrico inferior en los flancos de las sierras y en disconformidad sobre los depósitos del Cretácico temprano y Paleógeno en el centro-norte de la provincia. En sentido longitudinal, la separación de los depocentros se verifica por bloques de basamento elevado en subsuelo con ejes meridionales: sierra del Aconquija-Cumbres Calchaquíes y sierra de Guasayán-falla del Rosario (en subsuelo); en sentido oblicuo, el Lineamiento Tucumán (Mon, 1979) o *Tucumán Transfer Zone* (Urreiztieta *et al.*, 1996) y las dorsales de Tacanas y de la Mujer Muerta también funcionan como bordes de cuenca. Así, los depocentros en general son valles tectónicos intermontanos, como el valle de Choromoro al Norte, el de Santa María al Oeste y la llanura pedemontana al Sudeste (figura 1); aunque a partir del pedemonte oriental de las sierras del Noreste se desarrolla una cuenca de antepaís paleógena-neógena que se relaciona hacia el Este con la llanura Chacopampeana (Sosa Gómez y Georgieff, 2014; Schiuma y Sosa Gómez, 2017). Los depósitos sedimentarios en las márgenes del río Cochuna, alrededores del embalse Escaba y valles de Tafí corresponden a cuencas intramontanas menores, actualmente de difícil ubicación cronoestratigráfica pero que podrían haber vinculado las cuencas intermontanas principales (Georgieff *et al.*, 2014). En el caso del valle de Las Estancias, Del Pero y Georgieff (2011) datan la sección media de la columna estratigráfica en 7,43 Ma, situando esta cuenca intramontana como posible nexo entre las cuencas del Este de Catamarca y Sur de Tucumán.

En Catamarca los afloramientos del Mioceno tardío más estudiados paleontológicamente se encuentran extendidos en el valle de Santa María (VSM), limitados por las Cumbres Calchaquíes y del Aconquija al Este y la sierra de Quilmes al Oeste; así como en el valle del Cajón, delimitado entre la sierra de Quilmes al Este, al Noroeste la Sierra de Chango Real y al Sudoeste la sierra de Papachacra (Turner, 1973). El valle de Villavil está limitado al Este por la sierra de Las Cuevas - Hualfín y al Oeste la Sierra de Altohuasi y Culampajá (figura 1). En el faldeo occidental de la sierra de Belén, Bonini *et al*. (2017) dataron una toba en 5,59 Ma ubicando estas sedimentitas en el Messiniano alto y proponiendo una correlación con los depósitos localizados al oeste en el área de San Fernando.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, las sedimentitas del Mioceno superior, en los valles de Catamarca y Tucumán, están reunidas en el Grupo Santa María (formaciones San José, Las Arcas, Chiquimil, Andalhuala, Corral Quemado y Yasyamayo; Bossi y Palma, 1982). En Tucumán, además afloran las formaciones Saladillo (asignada al Mioceno tardío bajo y subyaciendo al Grupo Santa María), India Muerta al Norte de Tucumán (valle de Choromoro) y Guasayán al Sur (Georgieff *et al.*, 2014; González *et al.*, 2000; Dal Molin *et al.*, 2003; Spagnuolo *et al.*, 2015). En Catamarca las sedimentitas, de este período, expuestas en el valle del Cajón (figura 1) fueron originalmente descriptas como Grupo El Bolsón (formaciones El Áspero y El Morterito) (Turner, 1973) y posteriormente como aloformaciones Peñas Azules y Playa del Zorro (Bossi *et al.*, 1993; Bossi y Muruaga, 2009). En el valle de Las Estancias (figura 1), las unidades I y II de la Formación Aconquija (González Bonorino, 1950, Del Pero y Georgieff, 2011) pueden ser asignadas al Tortoniano.

En la provincia de Santiago del Estero los afloramientos de la Formación Guasayán (Battaglia, 1982) asignados al Mioceno tardío están distribuidos de manera discontinua en las adyacencias de las sierras de Guasayán y del Alto-Ancasti (ver figura 1 en Esteban *et al.*, este libro).

Datos cronológicos recientes (dataciones absolutas en tobas y magnetoestratigrafía) muestran una desvinculación temporal en la evolución de las cuencas intermontanas e inclusive entre el sector serrano, la llanura de Tucumán y Santiago del Estero. El relleno de las cuencas miocénicas resulta complejo; en la llanura se asume una sedimentación continua en la transición entre el Mioceno medio y tardío–Plioceno, en los valles intermontanos ésta se inicia (ca. 11 Ma) en desconexión física con la llanura y en respuesta al espacio de sedimentación heredado del Cretácico–Paleógeno (Georgieff *et al.*, 2016). Durante el Mioceno tardío–Plioceno (11 a 2,5 Ma) los ambientes sedimentarios (principalmente abanicos aluviales, ríos y lagos) podrían haber sido contemporáneos y repetirse en diferentes edades, tanto si se considera el sentido longitudinal (sector oriental: sobre el eje Cumbres Calchaquíes–sierra del Aconquija y sector occidental: frente de Puna) como latitudinal (sector septentrional: Sur de Salta y sector austral: en el eje sierra de Belén–sierra de Fiambalá) (Georgieff *et al.*, 2016).

Este trabajo pretende reseñar la información más relevante sobre aspectos estratigráficos, cronológicos y paleontológicos, articulando datos e interpretaciones tradicionales y recientes a fin de aportar a la reconstrucción paleoambiental del Mioceno comprendido entre los 11,63 y 5,33 Ma (Tortoniano-Messiniano) en las provincias de Catamarca, Tucumán y Santiago del Estero.

GEOLOGÍA, PALEONTOLOGÍA Y CRONOLOGÍA

Valle de Choromoro

El valle de Choromoro, extendido desde el centro norte de la provincia de Tucumán hasta el sur de la provincia de Salta, expone sedimentos cenozoicos (Paleoceno-Plioceno) que integran el Grupo Choromoro (de base a techo formaciones:

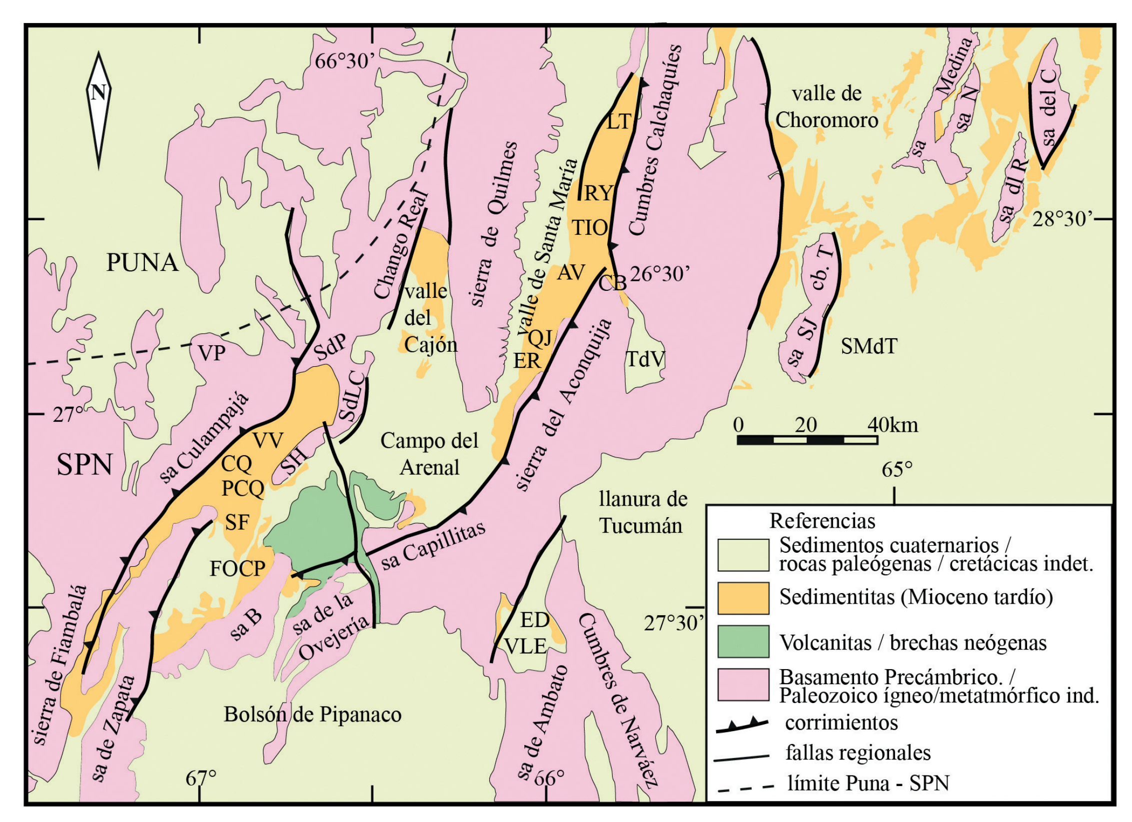


Figura 1. Mapa geológico del área de estudio en base a: Bossi *et al*. (1993, 2000), Muruaga (1998, 2001), Ramos (1999), González *et al*. (2000), Ibañez (2001), Rubiolo *et al*. (2001), Carrapa *et al*. (2008), Bossi y Muruaga (2009), Del Pero (2010), Löbens *et al*. (2013), Seggiaro *et al*. (2014) y Georgieff *et al*. (2017). Ubicación de las principales sierras y localidades mencionadas en el texto: AV, Amaicha del Valle; CB, Castillo de Las Brujas; cb.T, cumbres de Tafí; CQ, Corral Quemado; ED, El Durazno; ER, Entre Ríos; FOCP, Faldeo Occidental del cerro Pampa; LT, Las Totoritas; PCQ, Puerta de Corral Quemado; QJ, quebrada de Jujuil; RY, río Yasyamayo; Sa.B, sierra de Belén; sa SJ, sierra de San Javier; sa dLR, sierra de La Ramada; sa del C, sierra del Campo; sa N, sierra de Narváez; s d LC, sierra de Las Cuevas; s d P, sierra de Papachacra; SF, San Fernando Norte; SH, sierra de Hualfín; SMdT, San Miguel de Tucumán; SPN, Sierras Pampeanas Noroccidentales; TdV, Tafí del Valle; TIO, Tiopunco; VLE, valle de Las Estancias; VP, Vicuña Pampa; VV, Villavil.

Río Loro, Río Nío, Río Salí, India Muerta y Chulca, *sensu* González *et al*., 2000). La base de las sedimentitas del Mioceno (Formación Río Salí) conforma una sucesión de pelitas verdes y amarillas con calizas, concreciones de yeso y restos de peces. Estos sedimentos se interpretan como depósitos costeros y de lago abierto que se asocian a la ingresión marina (Gavriloff y Bossi, 1992) conocida como Transgresión de Entrerriense-Paranense (Marengo, 2012; Georgieff *et al*., 2014). En estos niveles se encontraron foraminíferos de la zona de *Peneroplis tuberculatum*, indicativos del Mioceno medio (Georgieff *et al*., 2014). Estratos aflorantes en las localidades de Potrero de Las Tablas, Raco, Tapia y en el extremo norte de la sierra de Medina han brindado fósiles de invertebrados bivalvos, ostrácodos, insectos e icnofósiles consistentes en pistas de vermes y bioturbaciones en fases de barreales aflorantes en el río Chorrillos (Bossi *et al*., 1990, 1998; Vergel *et al*., 2014). El registro de vertebrados consiste en pequeños peces teleosteos ciprinodontiformes (Powell, 1998; Powell y Ortíz, 2014) que recientemente fueron incluidos en la Familia Anablepidae y asig-

nados a nuevos géneros y especies (*Tucmanableps cionei*, *Sachajenyncia pacha*) (Sferco *et al*., 2017). Los representantes actuales de este grupo de peces se caracterizan por una amplia tolerancia a la salinidad, así como también por la capacidad que poseen sus huevos para resistir las sequías ocasionales (Gavriloff y Bossi, 1992; Bossi *et al*., 1998; Powell y Ortíz, 2014).

La sucesión continúa con una alternancia de bancos de areniscas gruesas que gradan a finas y pasan a limolitas bioturbadas (Formación India Muerta), atribuidas a una planicie aluvial sucedida por un ambiente fluvial en un entorno árido y cálido (Georgieff *et al*., 2014). En ella se han registrado restos de peces siluriformes, dientes de cocodrilos, placas aisladas de tortugas y una vértebra de una posible boa. Entre los mamíferos se han recuperado metaterios (un esparasodonte de tamaño mediano y un argirolágido), xenartros (osteodermos de dasipódidos y gliptodontes) y notoungulados (un toxodóntido y un hegetotérido). El ejemplar de Metatheria-Sparasodonta es atribuido a una forma afín al género *Stylocynus*, registrado en sedimentos de la Formación Ituzaingó (Paraná, Entre Ríos), por su parte, el Argyrolagidae es asignado al género *Microtragulus* (Babot y García López, 2012; García López y Babot, 2015). Estos sedimentos se refieren al Mioceno superior y se correlacionan con la Formación Andalhuala en el valle de Santa María sobre la base de la presencia del gliptodonte *Coscinocercus* y de un notoungulado afín a *Paedotherium minor*. Se postula un ambiente sedimentario correspondiente a la región distal de una planicie de inundación arenosa. Algunos elementos de la fauna recuperada permiten postular ambientes más húmedos y cálidos y quizás con una vegetación más cerrada, con mayor proporción de árboles, en relación a los ambientes coetáneos localizados al Oeste de las Cumbres Calchaquíes y Sierras del Aconquija (Powell *et al*., 2012). La asignación de edad miocena superior a la Formación India Muerta por correlación estratigráfica con la Formación Andalhuala es probable que deba ser validada con dataciones absolutas; los fechados recientes están indicando que sólo la sección inferior de la Formación Andalhuala fue depositada durante el Mioceno tardío; mientras que la sección media y superior se asignarían al Plioceno (Esteban *et al*., 2014).

Valle de Santa María y valle de Villavil

Los afloramientos del Mioceno del Oeste de las Cumbres Calchaquíes y Sierras del Aconquija expuestos en los valles intermontanos de Tucumán y Catamarca son objeto de numerosos estudios, desde fines del siglo XIX, por sus características sedimentológicas (extensión, espesor y diversidad en la composición litológica de los afloramientos) y su riqueza paleontológica. Desde el punto de vista litoestratigráfico la columna comienza con la Formación Saladillo que infrayace al Grupo Santa María (GSM) y ha brindado fósiles en la localidad Castillo de las Brujas en Tucumán. El registro corresponde a un xenartro megaterino (*Anisodontherium* sp.) y un mesoterino fragmentario que fueron hallados por arriba (3 m) de una toba datada en 10 $\pm$ 0,3 Ma (Powell y González, 1997, Brandoni, *et al*. 2012; Armella *et al*., 2018).

El GSM está integrado por las formaciones San José, Las Arcas, Chiquimil, Andalhuala, Corral Quemado y Yasyamayo (Bossi y Palma, 1982; Bossi *et al*., 2001). Es-

tas sedimentitas han brindado un cuantioso registro paleontológico de vertebrados, en particular son abundantes los mamíferos, pero también hay grupos importantes de aves, algunos reptiles y anfibios. Sin embargo, cabe aclarar que gran parte de este registro carece de procedencia estratigráfica precisa. Los primeros hallazgos han sido referidos al "Araucanense" en un sentido amplio (Ameghino, 1889; Rovereto, 1914; Kraglievich, 1932, 1934) y como tal podrían proceder de diferentes unidades litológicas reconocidas actualmente (formaciones Las Arcas, Chiquimil, Andalhuala y/o Corral Quemado). Marshall *et al*. (1983) mencionan los registros procedentes del "Araucanense" en un sentido estricto ya que lo correlacionan al "Huayqueriense" y en un sentido aún más estricto dentro del valle de Santa María, lo correlacionan a la Formación Andalhuala, sin exponer las causas sobre las que basan esta decisión. Los trabajos en los que los ejemplares fósiles tienen buena procedencia geográfica y estratigráfica son los de Riggs y Patterson (1939) y Marshall y Patterson (1981), particularmente este último, donde se publica por primera vez el perfil relevado por R. Stahlecker. Con posterioridad se conocen numerosos trabajos de Esteban y Nasif con diferentes colaboradores, quienes retomaron el estudio paleontológico del área de manera sistemática (Esteban y Nasif, 1996, 2003, 2008, 2013; Esteban *et al*., 1997, 1999, 2014; Nasif *et al.*, 1997, 2010, 2013a, 2016; entre otros).

En el valle de Santa María (Tucumán y Catamarca) el Tortoniano-Messiniano (11,6-5,33 Ma) está representado por las formaciones San José, Las Arcas, Chiquimil y la sección inferior de la Formación Andalhuala. La porción inferior de la columna estratigráfica (Formación San José) está compuesta, principalmente, por depósitos de arcilitas y margas verdes laminadas, en estratos tabulares de poco espesor correspondientes a sedimentos lacustres transgresivos (Gavriloff y Bossi, 1992) costeros y de lago abierto (Georgieff *et al*., 2014) (figura 2). En estos niveles se registran foraminíferos rotálidos que, inicialmente, fueron vinculados a la ingresión marina miocena (Gavriloff y Bossi, 1992), ostrácodos (*Cyprides herbsti*), moluscos bivalvos (*Neocorbicula*), gasterópodos (*Helobia, Potamolithus, Littoridina, Potamolithoides, Lymnaea, Biomphalaria* y *Bulimulus*) (Gavriloff *et al*., 1998; Vergel *et al*., 2014) y peces dulceacuícolas de la Familia Poeciliidae (Cyprinodontiformes) (De Faveri, 1978; Georgieff *et al*., 2014); en revisiones posteriores de Gavriloff (2013) propone que la aparición en esta unidad de foraminíferos clásicamente asociados a ambientes marinos podría estar asociada a una dispersión provocada por la migración de aves desde el océano Atlántico. En facies superiores, correspondientes a depósitos fluviales, aflorantes en las cercanías de la ciudad de Amaicha del Valle (Tucumán), se halló el único registro de vertebrados tetrápodos. Este corresponde a parte de la coraza dorsal de un armadillo asignado a *Chasicotatus ameghinoi* (Xenarthra, Dasipodidae) por Herrera y Esteban (2017). La composición de microfósiles y palinomorfos indican condiciones climáticas cálidas con estacionalidad seca y la paleocomunidad xerófila un ambiente de sabana arbolada (Mautino, 2010; Vergel *et al*., 2014).

Le sucede en la columna un paquete de sedimentitas caracterizadas por la intercalación de bancos de areniscas y limolitas rojizas que alcanzan un espesor promedio de 450 m (Formación Las Arcas, Galván y Ruiz Huidobro, 1965) y que fueran atribuidas al "Calchaquí" o "Calchaquense" (Riggs y Patterson, 1939; Marshall y Patterson, 1981). Estos afloramientos tienen una importante variación de espesor de

norte (~900 m) a sur (~300 m) que se interpretan como controles tectosedimentarios que inducen cambios en la tasa de sedimentación a lo largo del Valle de Santa María (Spagnuolo *et al*., 2017; Schiuma y Sosa Gómez, 2017). Recientes dataciones (Ar/Ar) y estudios magnetoestratigráficos en el valle de Santa María (quebradas de Las Totoritas y Jujuil) ubican su depositación entre los 9,1 y 6,7 Ma (Georgieff *et al*., 2014; Spagnuolo *et al*., 2015; Domínguez *et al*., 2016) (figura 2). Estas nuevas edades contrastan con lo interpretado en el valle de Villavil (entre Barranca Larga y Puerta de Corral Quemado), en donde los niveles tradicionalmente referidos a la Formación Las Arcas (por similitudes litológicas) se ubican por debajo de un conglomerado volcánico (Miembro medio de La Formación Chiquimil- Mb. El Áspero) datado en 9 Ma (Sasso, 1997). Esta formación ha brindado pocos restos fósiles, a pesar de haberse realizado búsquedas exhaustivas, cubriendo áreas amplias de sus afloramientos, en localidades de ambos valles. En el faldeo occidental del Cerro Pampa (Catamarca) (figura 1), en sedimentos asignables a los niveles cuspidales de la Formación Las Arcas, se registraron un osteodermo de Pampatheridae y un fragmento de cráneo de un Mesotheriinae de talla pequeña (Nasif *et al*., 2010b) recientemente asignado a *Plesiotypotherium* aff. *P. achirense* (Armella *et al*., 2018). Los primeros hallazgos en el VSM (Catamarca) proceden del Paraje Tilica en la localidad de Entre Ríos, fueron dados a conocer por Nasif *et al*. (1997) y consisten en una coraza fragmentaria y mandíbula del gliptodonte *Stromaphorus* sp. (Roger y Esteban, 2000), cráneo, caparazón y elementos postcraneanos del dasipódido *Paraeuphractus* sp. y una hemimandíbula con dientes del roedor cávido *Cardiomys ameghinorum* (Herbst *et al*., 2000). Con posterioridad, en la localidad Quebrada de Jujuil, se hallaron fragmentos de maxilar y mandíbula con molares de un Mesotheriinae y osteodermos del gliptodonte cf. *Stromaphorus*. En la localidad Tiopunco (Tucumán, figura 1) se halló un notoungulado Mesotheriinae asignado a *Typotheriopsis* cf. *chasicoensis* y osteodermos de xenartros, correspondientes a un gliptodonte cf. *Stromaphorus* y un dasipódido *Macrochorobates* (Herbst *et al*., 2000; Esteban *et al*., en preparación).

En el Valle de Santa María, a la Formación Las Arcas le sucede estratigráficamente la Formación Chiquimil (Galván y Ruiz Huidobro, 1965). En la zona sur está representada por depósitos lacustres amarillo verdosos en la parte inferior que gradan lateral y verticalmente a depósitos fluviales arenosos y conglomerádicos en la superior. Hacia el Norte del VSM las sedimentitas lacustres reemplazan a las fluviales y en el extremo más septentrional hay depósitos evaporíticos (yeso y halita) interpretados como sabkha continental (Ibañez, 2001) (figura 2). En la porción catamarqueña del VSM se conocen moluscos gasterópodos y vertebrados (Marshall y Patterson, 1981; Herbst *et al*., 2000; Mautino y Anzótegui, 2014; Georgieff *et al*., 2014). Marshall y Patterson (1981) mencionan para la localidad Entre Ríos, en los niveles inferiores (Chiquimil B), una tortuga terrestre (*Geochelone* sp.), con dudas un gliptodonte (*Stromaphorus* sp.) y en los niveles superiores (Chiquimil A) un roedor de tamaño mediano (*Tetrastylus* sp.) y un ungulado nativo de tamaño pequeño (*Tremacyllus* cf. *diminutus* = *T. impresus*). Datos radioisotópicos ubican los depósitos lacustres entre los 6,88 $\pm$ 0,06 (Georgieff *et al*., 2014) y menor a 6,02 $\pm$ 0,04 Ma (Marshall *et al*., 1979) (figura 2). Nuevos registros dan cuenta de la presencia de un paquirruquino *Paedotherium*, un mesoterino *Pseudotypotherium*, un gliptodonte

Stromaphorus (en Quebrada de Jujuil) y un gliptodonte asignado a *Eoscleocalyptus* cf. *E. proximus* (extraído recientemente en la localidad de San José, de sedimentos ubicados 150 m por encima del límite entre la Formación Chiquimil y la subyacente Formación Las Arcas) (Nasif *et al*., 2017).

En el valle de Villavil (figura 1) la Formación Chiquimil está integrada por tres subunidades (Muruaga, 1998) entre los 11 y 7,14± 0,02 Ma. El Miembro Los Baños (sección inferior) tiene un escaso registro paleontológico, consistente en notoungulados de mediano a gran porte (*Toxodontherium* y *Pseudotypotherium*) mencionados en Marshall y Patterson (1981). Le sucede un conglomerado volcánico, denominado Miembro El Áspero (datado en 9,14± 0,09 Ma, Sasso, 1997) (figura 2). El Miembro superior El Jarillal se ubica en el intervalo entre 8,7 edad estimada y 7,14 Ma (Esteban *et al*., 2014) y tiene un buen registro paleontológico. Los vertebrados listados en Marshall y Patterson (1981) consisten en xenartros ("*Scelidotherium*" *pendolai* y *Eleuterocercus solidus*) notoungulados (*Typotheriopsis internum*) y carnívoros placentarios (Procionidae, *Cyonasua* sp.). Trabajos más recientes en las localidades de Villavil y Puerta de Corral Quemado (PCQ) han aportado un registro cuantioso de vertebrados, en particular mamíferos, para este lapso (Powell *et al*., 1998; Esteban *et al*., 2014). Sobre la fauna de xenartros y roedores se propuso la Biozona de Asociación de *Proeuphractus limpidus–Paleuphractus argentinus–Chasicotatus ameghinoi*, lapso Tortoniano alto–base del Messiniano y los taxones integrantes, además de los mencionados, son: *Paraeuphractus prominens*, *Macrochorobates scalabrinii*, *Vetelia perforata*, *Chorobates villosissimus*, *Glossotheriopsis* sp., *Vassalia máxima*, *Vassalia minuta*, *Chasicotatus peiranoi*, *Tetrastylus intermedius*, *Tetrastylus laevigatus*, *Paranamys* sp. (Dinomyidae), *Abrocoma* cf. *boliviensis*, *Protabrocoma* sp. (Abrocomidae), *Chasicomys*, *Phtoramys*, *Neophanomys biplicatus* (Octodontidae), cf. *Sciamys*, cf *Acarechimy*, cf. *Eumysops* (Octodontoidea), *Orthomyctera*, *Cardiomys*, Dolichotis (Caviidae), *Lagostomus* (*Lagostomopsis*) (Chinchillidae) (Esteban *et al*., 2014). Además, para la localidad de Villavil, Powell *et al*. (1998) mencionan *Eosclerocalyptus planus*, *Stromaphorus* (Glyptodontidae), cf. *Toxodon* (Toxodontidae), *Paedotherium*, *Typotheriopsis* (Hegetotheriidae), *Diadiaphorus* (Proterotheridae) y recientemente se dio a conocer una nueva especie de cávido, *Palaeocavia mawka* (Madozzo Jaén y Pérez, 2016).

La suprayacente Formación Andalhuala constituye un paquete espeso de sedimentitas caracterizadas por limolitas, areniscas y conglomerados con niveles de tobas. En la porción tucumana del valle de Santa María estos estratos son interpretados como un sistema fluvial entrelazado de baja sinuosidad (Georgieff, 1998) con desarrollo de pequeñas lagunas en los segmentos abandonados del río (Georgieff *et al*., 2014), que se habrían depositado antes de los 6,02 ± 0,04 Ma (Marshall *et. al*., 1979; Georgieff *et al*., 2014) (figura 2). Para la región sur del valle de Santa María, Marshall y Patterson (1981) mencionan la presencia de tortugas terrestres (*Geochelone gallardoi*), aves (*Procariama simplex*), metaterios (*Paradidelphys pattersoni*, *Thylatheridium dolgopolae*, *Saparassocynus* sp. y *Thylacosmilus atrox*), xenartros (*Pronothrotherium typicum*, *Chorobates scalabrinii* [= *Macrochorobates scalabrinii*] y *Paraeuphractus prominens*), roedores (*Phtoramys pulcher*, *Protabrocoma* antiqua, *Lagostomopsis petrichodactyla*, *Tetrastylus* sp., *Neophanomys biplicatus*, *Carlesia* sp., *Cardiomys ameghinorum*, *Orthomyctera andina*, *Paleocavia* sp. *Prodolochotis prisca*), y los notoungulados (*Brachytheriun mo-*

renoi, *Brachytheriun intermedium*, *Xotodon* sp., *Hemihegetotherium robustum*, *Tremacyllus latifrons*, *Tremacyllus diminutus* [= *T. impresus*], *Tremacyllus* sp.). Estudios posteriores en la localidad de Entre Ríos (Catamarca), al sur del valle, registraron notoungulados Pachyrukhinae (*Paedotherium*) y roedores de tamaño mediano y pequeños (cf. *Pampamys*, *Lagostomopsis*, *Protabrocoma*, *Orthomyctera*); dasipódidos y pampaterinos (*Macroeuphractus*, *Paraeuphractus prominens*, *Macrochorobates*, *Proeupractus* y *Vassallia*) y gliptodontes de gran porte (Nasif *et al.*, 1995). Además, en niveles incluidos en un espesor de 238 m sobre el contacto entre las Formaciones Chiquimil y Andalhuala (corresponden a la parte media de la unidad XVIII del perfil de Stahlecker) se documentaron roedores octodóntidos proto y euhipsodontes como *Phtoramys* y *Pseudoplataeomys* (Nasif *et al.*, 2000a). También, como parte del contenido de egagrópilas fósiles, se identificó un ejemplar muy similar al género actual *Octodontomys* y también un cricétido filotino que representa el registro más antiguo para América del Sur de estos roedores (Nasif *et al.*, 2010a). En esta localidad también se registran los dasipódidos *Chasicotatus ameghinoi*, *Chorobates Paleuphractus, el pampaterino Vassallia*, los gliptodontes *Eosclerocalyptus planus*, *Stromaphorus*, notoungulados de porte grande cf. *Toxodon*, mediano *Typotheriopsis*, pequeño *Paedotherium* y litopternos proterotéridos del género *Diadiaphorus*.

En el sector norte del valle, en la región de Tiopunco (Tucumán), se reconocen varios géneros de dasipódidos medianos (*Chasicotatus, Paraeuphractus, Proeuphractus* y *Macroeuphractus*), el pampaterino *Vassallia*, numerosos géneros de gliptodontes de tamaño grande (*Eosclerocalyptus, Lomaphorus, Phlyctaenopyga, Pseudoeuryurus* y *Neothoracophorus*) (Esteban *et al.*, 1997).

En el valle de Villavil, el Messiniano está representado por la depositación de la Formación Andalhuala entre los 7,14 Ma y los 5,33 Ma (Esteban *et al.*, 2014) (figura 2). Los afloramientos en la localidad Puerta de Corral Quemado son los más estudiados y han brindado un cuantioso registro de vertebrados. Del listado publicado en Marshall y Patterson (1981) se mencionan anfibios escuerzos (*Ceratophrys* sp.), aves corredoras gigantescas (*Hermosiornis incertus*) y medianas (*Procariama simplex*). Los mamíferos metaterios (*Paradidelphys pattersoni*, y *Thylacosmilus atrox*), xenartros como perezosos terrestres, armadillos y gliptodontes (*Pronothrotherium typicum, "Scelidotherium" pendolai*, *Paleuphractus argentinus*, *Eleutherocercus solidus*, *Stromaphorus* sp.), roedores (*Pithanotomys columnaris mendocinus, Tetrastylus intermedium*, *Cardiomys ameghinorum, Paleocavia* sp.) y notoungulados (*Promacrauchenia sp.*, *Xotodon* sp., *Typotheriopsis internum*, *Hemihegetotherium robustum, Tremacyllus latifrons*)). Esteban *et al.* (2014), sobre la base de registros de roedores y dasipódidos producidos más recientemente, determinan la Biozona de Asociación de *Paraeuphractus prominens–Cardiomys ameghinorum–Cardiatherium* sp., para el rango 7,14–5,64 Ma (Messiniano) correspondiente a los dos tercios inferiores de la Formación Andalhuala en la columna de PCQ. Otros taxones representados en esta asociación son: *Protabrocoma* sp., cf. *Eumysops*, *Paraeuphractus* sp., *Chorobates villosissimus*, *Macrochorobates scalabrinii*, *Vassallia máxima* y *Chasicotatus* sp.

Esteban *et al.* (2014, 2016) postulan, evaluando aspectos sedimentológicos y taxonómicos para el lapso de depositación del Miembro El Jarillal de la Formación Chiquimil y la base de la Formación Andalhuala en PCQ (8,7-5,64 Ma), un am-

biente de tipo sabana con zonas de vegetación arbórea cerrada y una estación anual húmeda. Este ambiente habría representado un marco ecológico favorable para la supervivencia de taxones relictuales (ej. el perezoso *Glossotheriopsis* y roedores afines a especies de *Acarechimys* y *Sciamys* representados en el Mioceno medio de Argentina), muchas especies endémicas y otras relacionadas a taxones endémicos del Mioceno tardío en la región Noreste del país.

Al sur del valle, en la localidad San Fernando (figura 1) afloran sedimentos ubicados entre 6,88 y 5,3 Ma aproximadamente (figura 2) y se registran *Tremacyllus incipiens*, *Eosclerocalyptus proximus*, *Protabrocoma antiqua*, *Orthomyctera* sp., *Cardiomys ameghinorun*, *Prodolichotis* sp. y *Chorobates villosissimus* (= *Macrochorobates villosissimus*) (Bonini, 2014; Bonini *et al.*, 2015).

Los depósitos sedimentarios neógenos en el área del río Las Lajas, entre las sierras de Fiambalá y Zapata (Catamarca, figura 1), conforman una columna geológica de unos 2.325 m de espesor. Estos depósitos constituirían el límite austral de la cuenca Santa María – Hualfín (Bossi *et al.*, 1994). Se han identificado cinco unidades litoestratigráficas, de base a techo: Formaciones Hualfín (Muruaga, 2001a, 2001b), Las Arcas, Chiquimil, Andalhuala y Corral Quemado (Georgieff *et al.*, 2008). El registro fósil identificable consiste en un mamífero notoungulado hegetotérido representado por fragmentos de ambos maxilares con dientes. Se asignó a *Hemihegetotherim torresi* por la fórmula y morfología dentarias y por el tamaño menor al de las otras especies del género. El registro procede de los 100 m por arriba de la base de la Formación Andalhuala, conformada por areniscas finas gris amarillentas macizas o con laminación paralela, que pasan a areniscas muy gruesas castañas claras con estratificación cruzada en artesa (Nasif *et al.*, 2008).

Valle del Cajón

En el valle del Cajón, Noroeste de la provincia de Catamarca (figura 1), la columna estratigráfica del Mioceno fue prospectada por Peirano (1943), quien produjo una gran cantidad de hallazgos (aves, roedores, notoungulados y xenartros) en el área de El Molle Grande y Peñas Azules, pero sin adecuada posición estratigráfica. Estas sedimentitas fueron atribuidas a la Formación El Morterito, integrante del Grupo El Bolsón (Turner, 1973). Con posterioridad fueron diferenciadas en secuencias dispuestas en disconformidad: Aloformación Peñas Azules (unidad inferior) y Aloformación Playa del Zorro (unidad media) (Bossi *et al.*, 1993; Bossi y Muruaga, 2009). La columna estratigráfica de estas unidades fue depositada entre los 10,7 Ma (Strecker *et al.*, 1989) y los 5,71 Ma (Strecker *et al.*, 1989; Bossi *et al.*, 2000; Mortimer *et al.*, 2007) (figura 2). Entre los pocos restos publicados de la "Colección Peirano" se cuenta el primer registro de flamencos (Phoenicopteridae) para América del Sur (Nasif, 1988), aves que actualmente habitan en lagunas salobres. Estudios posteriores produjeron un registro de ostrácodos, bivalvos, gasterópodos, dos niveles con troncos y además abundantes vertebrados procedentes de los niveles medios de la Aloformación Playa del Zorro (correlacionados a las formaciones Chiquimil

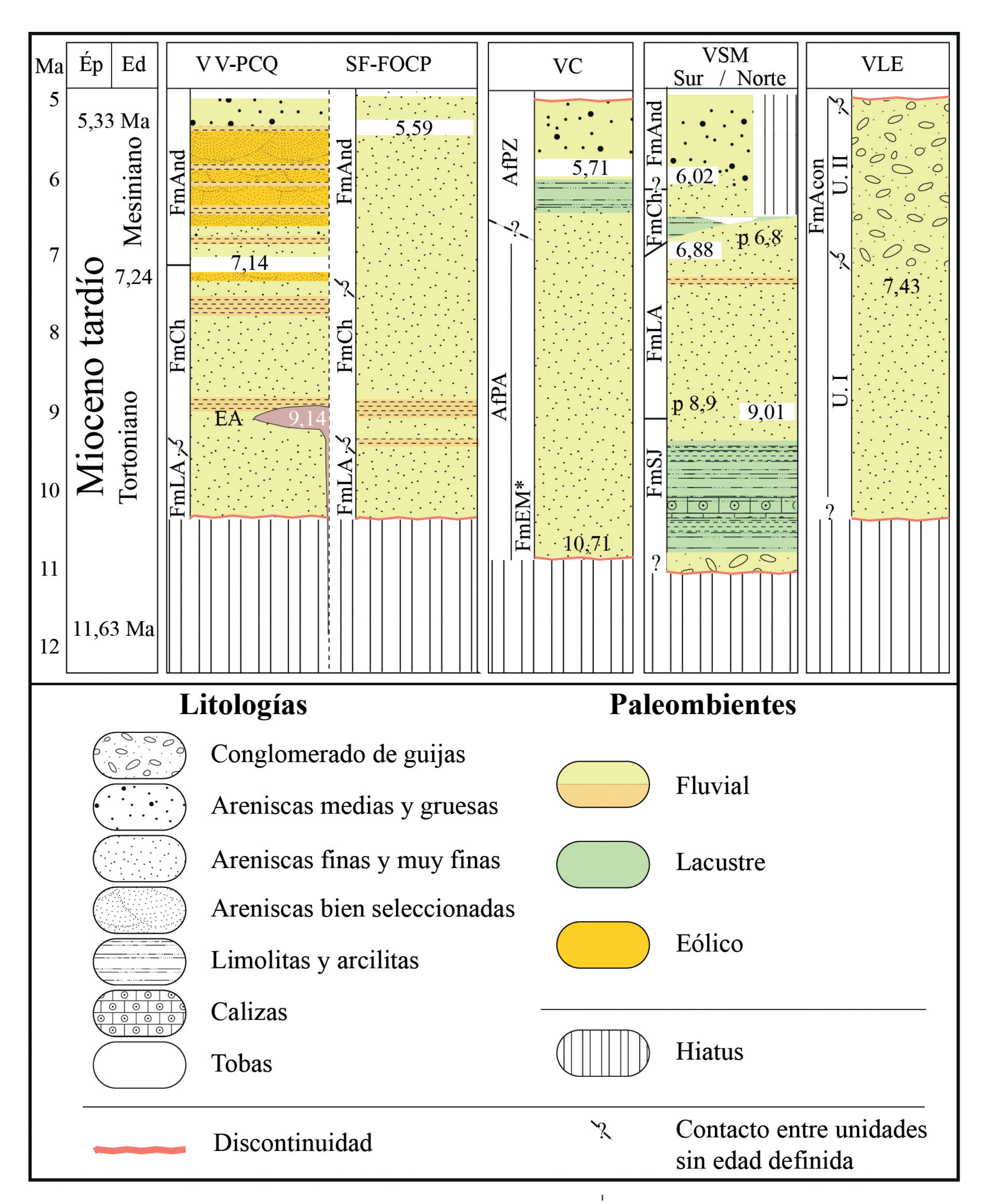


Figura 2. Síntesis de la litoestratigrafía, edades (radimétricas y paleomagnéticas), litologías y paleoambientes sedimentarios del Mioceno tardío-Plioceno de las Sierras Pampeanas Noroccidentales (Catamarca y Tucumán). La primera columna de la izquierda (Ép, Época y Ed, Edad) corresponde a la Escala Cronoestratigráfica Internacional 2017 (Cohen *et al*. 2103). Los números insertos en la figura corresponden a las edades expresadas en Ma (millones de años). AfPA, Aloformación Peñas Azules; AfPZ, Aloformación Playa del Zorro; EA, El Áspero (Miembro); FmA-con, Formación Aconquija; FmAnd, Formación Andalhuala; FmCh, Formación Chiquimil; FmEM*, Formación El Morterito; FmLA, Formación Las Arcas; FOCP, Faldeo Occidental del cerro Pampa; p, edad paleomagnética; PCQ, Puerta de Corral Quemado; SF, San Fernando Norte; U, Unidad; VC, valle del Cajón; VLE, valle de Las Estancias; VSM, valle de Santa María; VV, Villavil.

y Andalhuala aflorantes en el valle de Sta. María), habiéndose publicado nuevos taxones de dasipódidos: *Neophractus martae*, *Vetelia gandii*, *Chasicotatus peiranoi*, además *Paleuphractus* sp. y *Vassallia máxima* (Esteban y Nasif, 1996) y de toxodóntidos: *Calchaquiterium mixtum* (Nasif *et al*., 2000b). Bossi *et al.* (1992, 1993) describieron a la sección media de la Aloformación Playa del Zorro como limolitas y arcilitas verde amarillentas con bivalvos y restos de materia orgánica en estratos tabulares espesos que corresponderían a depósitos lacustres mientras que hacia el techo pasa a unas areniscas medias a gruesas en cuerpos lenticulares con base conglomerádica y separados por limolitas pardas tabulares que en conjunto se interpretan como depósitos fluviales entrelazados (Bossi *et al.*, 2000) (figura 2).

Con posterioridad se realizaron nuevas prospecciones y Nasif *et al*. (2013b) comunicaron nuevos registros de vertebrados exhumados de la Aloformación Playa del Zorro. Los sedimentos portadores se ubican entre niveles de tobas que se encuentran actualmente en proceso de datación. Se identificaron representantes de Dasypodidae Euphractinae (*Chorobates*, cf. *C. villosissimus, Paleuphractus*), Pampatheriidae (*Vassallia* cf. *V. minuta*), Glyptodontidae (cf. *Stromaphorus*), Hydrochoeridae (*Cardiatherium*, *Cardiomys*), Ctenomyidae (Ctenomyinae), Octodontoidea (cf. *Eumysops*), Chinchillidae (Lagostomyinae), Hegetotheriidae (Pachyrukhinae) y Mesotheriidae (Mesotheriinae). Cabe destacar la presencia de fragmentos de troncos en varios de los niveles con mamíferos. Se interpreta a los niveles portadores como de origen fluvial de tipo entrelazado que se habrían depositado en condiciones de progresiva aridez. También para la Aloformación Playa del Zorro análisis de palinomorfos (perfil en la localidad La Hoyada, al Norte del valle) indican, en los niveles inferiores del perfil (areniscas limolíticas), un ambiente lacustre estacional con bajo contenido de oxígeno (colonias amorfizadas) y cercano a la fuente de los depósitos. En los niveles medios y superiores (arcillas, areniscas y tobas) no se registran palinomorfos, lo que indicaría ambientes más oxidantes (Horn *et al*., 2013) (figura 2).

Valle de Las Estancias

El valle de Las Estancias se encuentra ubicado en las Sierras Pampeanas Noroccidentales, en el sector Noreste de la provincia de Catamarca. Es un valle de tipo intermontano, en el macizo austral del Aconquija, limitado al Este por las Cumbres de Narváez y al Oeste por las Cumbres de Las Lajas (figura 1). Existen en el valle sedimentitas asignadas al Neógeno que están conformadas por depósitos continentales clásticos y volcaniclásticos. González Bonorino (1950) realizó los primeros estudios geológicos en la región y describió una sucesión sedimentaria de aproximadamente 1.100 m que denomina Formación Aconquija, a la que ubica en el período Terciario medio-superior. Este autor subdivide a la formación en tres secciones denominadas I, II y III, de base a techo. La sección I está conformada por areniscas finas tobáceas grises, rosadas a castañas, ricas en ceniza volcánica; la sección II es una alternancia de areniscas tobáceas finas, de color gris castaño claro y areniscas feldespáticas conglomerádicas y la sección III es una arenisca arcósica gruesa, gris rosada, friable, con camadas delgadas de rodados. González Bonorino

(1950) realizó la primera correlación entre la sucesión sedimentaria de los valles de Las Estancias y Santa María.

Así también, estableció que los niveles aterrazados cenozoicos en el faldeo inferior de las Cumbres de Narváez corresponden a la sección I de la Formación Aconquija, los depósitos aflorantes en el faldeo de estas cumbres son asignables a la sección II de la misma unidad y estimó que el depocentro del valle de Las Estancias es asimétrico y aumenta de espesor hacia el NNE. Así, la edad asignada a la Formación Aconquija por este autor se basa en una correlación litoestratigráfica con la sucesión sedimentaria del valle de Santa María y por lo tanto abarcaría desde el Mioceno medio tardío al Plioceno (Bossi *et al.*, 1999). Luego Dal Molin *et al.* (2003) describen en el faldeo occidental de las Cumbres de Narváez unas areniscas grises tobáceas finas, areniscas conglomerádicas y tobas que asignan a la Formación Aconquija. Por otra parte, describen entre las Cumbres de Narváez y las Cumbres de las Higueras unas areniscas pardas rojizas y otras grises, también asignadas a esta unidad. Las dataciones K/Ar realizadas por Dal Molin *et al.* (2003) en depósitos asignados a la Formación Aconquija, en las inmediaciones del dique Escaba (provincia de Tucumán), han dado edades de 44 Ma y 47 Ma. Estos autores señalan, además, que los depósitos de la Formación Aconquija en los alrededores de Escaba corresponden a la sección I de González Bonorino (1950). Dal Molin *et al.* (2003) extienden la edad de la base (sección I) de la formación hasta el Eoceno. Pero las tobas datadas por estos autores no tienen conexión física con los depósitos del valle de Las Estancias, por lo que los datos no pueden ser contrastados hasta tanto no se realicen más dataciones en esta área.

Con posterioridad, Nasif *et al.* (2007) publicaron un perfil estratigráfico de los depósitos de la Formación Aconquija aflorantes en el arroyo el Durazno (valle de Las Estancias) donde ubican hallazgos de vertebrados fósiles. Esta columna, con un espesor aproximado de 415 m, se inicia con una alternancia de limonitas y areniscas medias y finas pardas rojizas, en bancos menores a 1 m de espesor, con abundante bioturbación animal. Predominan las estructuras tabulares macizas y en menor proporción cuerpos lenticulares con estratificación en artesa. Algunos estratos de limolitas se encuentran cementados, se observa la presencia de calcretos, rizoconcreciones y materia orgánica. En la parte media aparecen areniscas y algunos conglomerados finos grises; en la parte más alta de la sucesión se observan tobas y areniscas tobáceas. Respecto del ambiente de sedimentación, los cuerpos de areniscas con estratificación en artesa tienen 1,5 m de espesor como máximo. Predominan las limolitas y areniscas muy finas, donde la bioturbación ha sido más intensa. Los calcretos y rizoconcreciones se asocian a fluctuaciones de la freática, lo que podría indicar estacionalidad climática. Estos depósitos corresponden, en sentido amplio, a una sedimentación de sistemas fluviales enlazados arenosos, poco jerarquizados (ríos de poca profundidad), con eventos de desbordes sobre una planicie de inundación limosa (figura 2). Por la ubicación dentro del depocentro y por correlación litoestratigráfica, los niveles con fósiles son referidos a la parte superior de la sección II y a la sección III de la Formación Aconquija (*sensu* Gonzalez Bonorino, 1950) e involucraría el lapso Mioceno superior – Plioceno (Nasif *et al.*, 2007). Una toba ubicada en la sección media de la formación fue datada por Del Pero y Georgieff (2011)

en 7,43 Ma, por lo que podría asignarse una edad pliocena a la mitad superior de la Unidad III de la formación como fue sugerido por Del Pero (2010) (figura 2).

El registro consiste en mamíferos representados por dientes aislados de un roedor pequeño asignado a *Microcavia* sp. (Caviinae) y oscículos asociados a vertebras de un perezoso de gran tamaño (Mylodontinae) (Nasif *et al*., 2007). Los taxones identificados no aportan a la discusión sobre una posible edad más ajustada de los niveles portadores; sin embargo, *Microcavia* es un buen indicador ambiental y puede proveer información ecológica para la reconstrucción de paleoambientes (Quintana, 1996; Madozzo Jaén, 2017). Las especies vivientes de este género evidencian adaptaciones a tierras altas áridas (*M. niata* y *M. shiptoni*) y a hábitats abiertos (*M. australis*). *M. australis* habita microambientes áridos y semiáridos, comúnmente en madrigueras en suelos pedregosos y arenosos, asociados a bosques en galería. Las características estenotópicas de este roedor cavino (Ubilla *et al*., 1999) permiten sugerir el desarrollo de un ambiente árido a semiárido para el Mioceno Superior en este sector del valle de Las Estancias.

Santiago del Estero

Los sedimentos del Mioceno superior en la provincia de Santiago del Estero afloran de manera dispersa en el faldeo de las sierras de Guasayán y del Alto-Ancasti y corresponden a la Formación Guasayán (ver figura 1 en Esteban *et al*. de este libro). Esta unidad está conformada por arcillas verdes yesíferas, en parte amarillentas y también rojizas, que incluyen nódulos y bancos de yeso compacto, coronadas por una delgada capa de ceniza volcánica vítrea con hojuelas de mica negra (Battaglia, 1982). Estos sedimentos aún no han brindado registro fósil.

CONSIDERACIONES FINALES

Los afloramientos neógenos de las provincias de Catamarca y Tucumán ofrecen un importante marco para la comprensión de eventos biológicos y geológico-ambientales acaecidos en el lapso Tortoniano tardío – Messiniano del Noroeste de Argentina. El conocimiento sobre la fauna, en relación a la estratigrafía y cronología de la región, se ha incrementado de forma notoria en los últimos años. Para el Mioceno tardío, estudios recientes reconocen biozonas en el Miembro superior de la Formación Chiquimil y en la mitad inferior de la Formación Andalhuala (período relativo entre 8,7 Ma y 5,65 Ma, con edades calculadas mediante tasas de sedimentación), en diferentes localidades de la cuenca Hualfín-Belén (Esteban *et al*., 2014).

Tradicionalmente las formaciones del GSM han sido correlacionadas en ambos valles. Sin embargo, nuevas dataciones radimétricas, realizadas en la base y el techo de la Formación Las Arcas, indican inconsistencias temporales entre las unidades litoestratigráficas antes mencionadas (Georgieff *et al*., 2016, 2017). Esto requiere un cambio en los criterios de análisis y nuevas estrategias de estudio. Para lo cual proponemos reevaluar las asociaciones faunísticas teniendo en cuenta el

marco cronológico y las condiciones ambientales inferidas para cada una de las áreas de estudio, valles de Villavil y Santa María, sin asignarle una pertenencia a las unidades litoestratigráficas definidas hasta el momento. El nuevo marco estratigráfico propuesto estará definido por la integración de las edades absolutas (métodos radimétricos y magnetoestratigrafía), los análisis faunísticos y las interpretaciones paleoambientales (Nasif *et al.*, 2016). Así mismo, la reconsideración litoestratigráfica regional integrando al Complejo Volcánico Farallón Negro, impactaría sobre la comprensión de la evolución paleontológica de la región, permitiendo integrar nuevos modelos paleoecológicos con una visualización regional realística de la paleogeografía (Georgieff *et al.*, 2012, 2016, 2017).

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Lic. Rodrigo González por su colaboración con las imágenes. Al Consejo de Investigaciones Científicas y Técnicas de la Universidad Nacional de Tucumán por financiar los estudios paleontológicos mediante el proyecto PIUNT 26/G513.

BIBLIOGRAFÍA

Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Actas de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba 6: 32 + 1028, atlas: láms., 1-98 figs. Buenos Aires.

Armella, M., Nasif, N. L. y Cerdeño, E. 2018. Small-sized mesotheriines (Mesotheriidae, Notoungulata) from Northwestern Argentina: Systematic, chronological, and paleobiogeographic implications. Journal of South American Earth Sciences. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.02.002

Babot, J. y García López, D. A. 2012. Los argirolágidos (Mammalia, Metatheria) del Noroeste argentino. Ameghiniana 49 (4): R5-R6.

Battaglia, A. C. 1982. Descripción Geológica de las Hojas 13f Río Hondo, 13g Santiago del Estero, 14g El Alto, 14h Villa San Martín y 15g Frias. Provincias de Santiago del Estero, Catamarca y Tucumán. Boletín n° 186. Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires.

Bonini, R. A. 2014. Bioestratigrafìa y diversidad de los mamíferos del Neógeno de San Fernando y Puerta de Corral Quemado (Catamarca, Argentina). Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 366 p., La Plata.

Bonini R., Georgieff S. y Candela A. 2017. Stratigraphy, geochronology, and paleoenvironments of Miocene - Pliocene boundary of San Fernando, Belén (Catamarca, Northwest of Argentina). Journal of South American Earth Sciences 79: 459-471.

Bonini, R. A., Candela, A. M., Georgieff, S. M y Reguero, M. A. 2015. Bioestratigrafía, geocronología y diversidad de los mamíferos del Neógeno de San Fernando, Departamento Belén, Catamarca. Ameghiniana 53 (1): 5-6R.

Bossi, G. y Palma, R. 1982. Reconsideración de la estratigrafía del Valle de Santa María, provincia de Catamarca, Argentina. V Congreso Latinoamericano de Geología. Actas 1: 155-172, Buenos Aires.

Bossi, G. E. y Muruaga, C. M. 2009. Estratigrafía e inversión tectónica del "Rift" neógeno en el Campo del Arenal, Catamarca, NO Argentina. Andean Geology 36 (2): 311-341.

Bossi, G.E., Muruaga, C., Sanagua, J., Hernando, A., Quiroga, G., Ahumada, A. y Gavriloff, I. 1992. Aloestratigrafía del Neógeno del Valle del Cajón (Provincia de Catamarca). IV Reunión Argentina Sedimentología, Actas 3: 137-144, San Miguel de Tucumán.

Bossi, G., Muruaga, C., Sanagua, J., Hernando, A. y Ahumada, A. 1993. Geología y Estratigrafía de la cuenca Neógena Santa María-Hualfín (Departamentos Santa María y Belén, Provincia de Catamarca). XII Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 156-165. Buenos Aires.

Bossi, G. E., Georgieff, S. M., Muruaga, C. M., Sanagua, J. G., Ahumada, A. L. y Ibañez, L. M. 1994. The Santa María Hualfín Neogene basin of northwestern Argentina. Actas 14th International Sedimentological Congress: G12 G13. Recife, Brasil.

Bossi, G.. Gavriloff, I. J. C. y Esteban, G. 1998. Terciario. En: Gianfrancisco, M., Durango, J., Puchulu, M., Aceñolaza, G. Edits. Geología de Tucumán. Colegio de Graduados en Ciencias geológicas: 88-108.

Bossi, G., C. Muruaga, y Gavriloff, I. 1999. Sierras Pampeanas. En: Geología del Noroeste Argentino. XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Actas 1: 329-360.

Bossi, G. E., Vides, M. E., Ahumada, A. L., Georgieff, S. M., Muruaga, C. e I bañez, L. M. 2000. Análisis de las paleocorrientes y de la varianza de los componentes a tres niveles, Neógeno del Valle del Cajón, Catamarca, Argentina. Asociación Argentina de Sedimentología Revista 7: 23-47.

Bossi, G., Georgieff, S., Gavriloff, I., Ibáñez, L. y Muruaga, C. 2001. Cenozoic evolution of the intramontane Santa maría basin, Pampean Ranges, northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences 14: 725-734.

Brandoni, D., Powell, J.E. y González, O.E. 2012. *Anisodontherium* from the Late Miocene of Northwestern Argentina. Acta Palaeontologica Polonica 57 (2): 241-249.

Dal Molin, C., Fernández, D. y Escosteguy, L. 2003. Hoja Geológica 2766-IV Concepción. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín 342, 41 pp.

De Faveri, S. M. 1978. Geología, estratigrafía y paleontología de la Formación San José (Grupo Santa María), provincias de Salta, Tucumán y Catamarca. Tesina de Grado. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán (inédito), 33 p. Tucumán.

Del Pero, M. A. 2010. Análisis paleoambiental de la porción superior de la Formación Aconquija (Neógeno) en el río Punta del Agua, valle de Las Estancias, Catamarca. Tesis de Grado, Universidad Nacional de Tucumán (inédita), 52 pp, San Miguel de Tucumán.

Del Pero, M. A. y Georgieff, S. M. 2011. Análisis paleoambiental de la sección media de la Formación Aconquija (Neógeno) en el río Pantanillo, valle de Las Estancias, Catamarca, Argentina. Serie Monográfica y didáctica 52: 185.

Domínguez L., Spagnuolo, C. y Georgieff, S. 2016. Perfil magnetoestratigráfico de la Formación Las Arcas, en la quebrada de Jujuil, provincia de Catamarca. Ameghiniana 53 (1): 11R.

Esteban, G. y Nasif, N. 1996. Nuevos Dasypodidae (Mammalia, Xenarthra) del Mioceno Tardío del Valle del Cajón, Provincia de Catamarca, Argentina. Ameghiniana 33 (3): 327-334.

Esteban, G. y Nasif, N. 2003. Nuevos dasipódidos (Dasypodidae-Xenarthra) del Mioceno del Noroeste de Argentina. Ameghiniana 40 (4) Suplemento: 56R.

Esteban, G. y Nasif, N. 2008. Nuevos aportes a la Paleontología de Vertebrados del Mioceno tardío del Noroeste de Argentina. Acta Geológica Lilloana 20 (2): 33.

Esteban, G. y Nasif, N.L. 2013. *Proeuphractus* Ameghino, 1886 (Xenarthra, Dasypodidae) en el Mioceno tardío de Puerta de Corral Quemado (Catamarca, Argentina). Implicancias bioestratigraficas. Ameghiniana 50 (6): R10.

Esteban, G., Nasif, N. y Musalem, S. 1997. Nuevo registro de mamíferos fósiles en la región de Tiopunco (Formación Andalhuala - Mioceno tardío), provincia de Tucumán, Argentina. Ameghiniana 34 (4): 535.

Esteban, G., Nasif, N., Musalem, S. y Roger, C. 1999. Fossil mammals of the Chiquimil Formation (Late Miocene), Catamarca province, Argentina. Libro de Resumenes Congreso Internacional de Evolución Neotropical del Cenozoico: 20, La Paz, Bolivia.

Esteban, G., Nasif, N. y Georgieff, S. 2014. Cronobioestratigrafía del Mioceno tardío – Plioceno temprano, Puerta de Corral Quemado y Villavil, provincia de Catamarca, Argentina. Acta geológica lilloana 26 (2): 165-192.

Esteban, G., Nasif, N. L. y Georgieff, S. 2016. Cronobioestratigrafía del Mioceno tardío – Plioceno temprano, Puerta de Corral Quemado y Villavil, provincia de Catamarca, Argentina. III Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina. Revista Ameghiniana 53 (1): 12R.

Galván, A. F. y Ruiz Huidobro, J. O. 1965. Geología del Valle de Santa María. Estratigrafía de las formaciones mesozoico-terciarias. Actas II Jornadas Geológicas Argentinas 3: 217-230, San Miguel de Tucumán.

García López, D. A. y Babot J. 2015. A late Miocene Argyrolagidae (Mammalia, Metatheria, Bonapartheriiformes) from northwestern Argentina. Ameghiniana 52: 314-323.

Gavriloff, I. J. C. y Bossi, G. 1992. Revisión general, análisis facial, correlación y edad de las Formaciones San José y Río Salí (Mioceno medio), provincias de Catamarca, Tucumán y Salta, República Argentina. Acta Geológica Lilloana 17 (2): 5-43.

Gavriloff, I. J., Durango de Cabrera, J. y Vergel, M. 1998. Paleontología de invertebrados, paleobotánica y palinología. En: Gianfrancisco, M., Puchulu, M. E., Durango de Cabrera, J. y Aceñolaza, F. G. (Eds.) Geología de Tucumán, Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas: 211-226, Tucumán.

Gavriloff, I. J. 2013. Marine foraminifera from continental water bodies in Argentina: dispersion hypothesis since Miocene to recent. Ameghiniana 50 (6) Suplemento: R12.

Georgieff, S. M. 1998. Análisis paleoambiental de la porción inferior de la Formación Andalhuala en el sector central del valle de Santa María, provincias de Tucumán y Catamarca. Tesis Doctoral nº 32. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán. 260 p.

Georgieff, S. M., Sosa Gomez, J., Schiuma M. 2012. Análisis estratigráfico-estructural del Neógeno de Catamarca, Tucumán, Sur de Salta y Santiago del Estero. Ameghiniana 49 (4): 10-11R.

Georgieff, S. M., G. E. Bossi, M. E. Vides y C. M. Muruaga, 2008. Geología y estratigrafía del río Las Lajas, entre las sierras de Zapata y Fiambalá, Catamarca, Argentina. XVII Congreso Geológico Argentino, 355-356.

Georgieff, S., Ibañez, L., Mides, M., Anis, K. y Nieva, S. 2014. Paleógeno y Neógeno de Tucumán: estratigrafía y paleoambientes sedimentarios. En: Moyano, S., Puchulu, M., Fernández, D., Vides, M., Nieva, S. y Aceñolaza, G. (Eds.) Geología de Tucumán: 106-123. Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán, San Miguel de Tucumán.

Georgieff, S. M., Ibañez, L. M., Esteban, G., Nasif N. y Bonini, R. 2016. La litoestratigrafía regional neógena y la evolución paleogeográfica de los ambientes del NOA meridional. III Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina. Ameghiniana 53 (1) Suplemento: 15-16R.

Georgieff , S. M., Muruaga, C. M., Ibañez, L. M., Spagnuolo, C., Bonini, R., Esteban, G., Nasif, N. y Del Pero, M. A. 2017. Estilos de deformación, cronoestratigrafía y evolución paleoambiental de las unidades neógenas de las Sierras Pampeanas Noroccidentales de Catamarca y Tucumán, Argentina. En: Muruaga, C. M. y Grosse, P. (Eds.), Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino: 254-268. Tucumán.

González Bonorino, F. 1950. Descripción geológica de la Hoja 13e, Villa Alberdi (Tucumán y Catamarca). Dirección Nacional de Geología y Minería Boletín 74: 1-77.

González, O., Viruel, M., Mon, R., Tchiliguirian, P. y Barber, E. 2000. Hoja Geológica 2766-II, San Miguel de Tucumán (provincias de Tucumán, Catamarca, Salta y Santiago del Estero). Boletín 245: 124. Buenos Aires.

Herbst, R, Anzótegui, L., Esteban, G., Mautino, L., Morton, S. y Nasif, N. L. 2000. Síntesis paleontológica del Mioceno de los valles Calchaquíes, noroeste argentino. En: F.G. Aceñolaza y R. Herbst (Eds.), El Neógeno de Argentina. Serie Correlación Geológica 14: 263-288.

Herrera, C. y Esteban, G. 2017. El registro más antiguo de *Chasicotatus ameghinoi* Scillato Yané, 1977 (Xenarthra, Dasypodidae) en el Tortoniano medio de la Quebrada de Amaicha (Tucumán, Argentina): consideraciones bioestratigráficas. Revista Brasileira de Paleontología 20 (1): 115-120.

Horn, M. Y., M. A. Martínez y Anzótegui, L. M. 2013. Análisis palinofacial de la localidad La Hoyada (Mio-Plioceno) en el Valle del Cajón, Catamarca, Argentina. Ameghiniana 49 (4) Suplemento: 11R.

Ibáñez, L. 2001. Análisis paleoambiental de la Formación Chiquimil en el valle de Santa María, Catamarca, Tucumán, Argentina. Tesis Doctoral Universidad Nacional de Tucumán, 199 p., Tucumán.

Kraglievich, L. 1932. Diagnosis de nuevos géneros y especies de roedores cávidos y eumegámidos fósiles de la República Argentina. Anales de la Sociedad Científica Argentina, 114 pp.

Kraglievich, L. 1934. La antigüedad pliocena de las faunas de Monte Hermoso y Chapadmalal, deducidas de su comparación con las que le precedieron y sucedieron. Montevideo, El Siglo Ilustrado, 136 pp.

Madozzo Jaén, M. C. y Pérez, M. E. 2016. The most ancient caviine rodent (Hystricognathi, Cavioidea) comes from the late Miocene of Northwest Argentina (South America). Historical Biology: 1-18.

Madozzo Jaén, M. C. 2017. Los Caviinae (Mammalia, Rodentia, Caviidae) del Cenozoico tardío del noroeste de Argentina: Evolución y Relaciones Filogenéticas. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Tucumán (inédita), 232 p., Tucumán.

Marengo, H. G. 2012. Microfósiles marinos del Mioceno de las cuencas Chacoparanense y del Salado: las transgreciones del "Entreriense-Paranense" y de Laguna Paiva. Ameghiniana 49 (4): 23R.

Marshall, L. G. y Patterson, B. 1981. Geology and geochronology of the mammal-bearing Tertiary of the Valle de Santa María and Río Corral Quemado, Catamarca Province, Argentina. Fieldiana Geology 9: 1-80.

Marshall, L. G., Butler, R. F., Drake, R. E., Curtis, G. H. y Tedford, R. H. 1979. Calibration of the Great American Interchange. A radioisotope chronology for Late Tertiary interchange of terrestrial faunas between the Americas. Science 204: 272-279.

Marshall, L. G., Hoffstetter, R. y Pascual, R. 1983. Mammals and stratigraphy: geochronology of the continental mammal-bearing Tertiary of South America. Palaeovertebrata, Mémoire Extraordinaire, 93 p.

Mautino, L. 2010. Palinofloras de las Formaciones San José y Chiquimil (Mioceno Medio y Superior), Noroeste de Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Nordeste (inédita), 444 p. Corrientes.

Mautino, L. y Anzótegui, L. 2014. Novedades palinológicas de las formaciones San José y Chiquimil (Mioceno medio y tardío), noroeste de Argentina. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, n.s. 16 (2): 143-164.

Mon, R. 1979. El esquema tectónico de los Andes del Norte Argentino. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34 (1): 53-60.

Mortimer, E., Carrapa, B., Coutand, I., Schoenbohm, L., Sobel, E. R., Sosa Gomez, J. y Strecker, M. R. 2007. Fragmentation of a foreland basin in response to out-of-sequence basement uplifts and structural reactivation: El Cajon–Campo del Arenal Basin, NW Argentina. Geological Society of America Bulletin 119: 637-653.

Muruaga, C. 1998. Estratigrafía y sedimentología del Terciario superior de la sierra de Hualfín, entre las localidades de Villavil y San Fernando, provincia

de Catamarca. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Tucumán, 260 pp., Tucumán.

Muruaga, C. M. 2001a. Estratigrafía del Miembro El Jarillal (Formación Chiquimil, Mioceno superior), la Sierra de Hualfín, Catamarca. Acta Geológica Lilloana 18 (2): 265-280.

Muruaga, C. M. 2001b. Estratigrafía y desarrollo tectosedimentario de sedimentos terciarios en los alrededores de la Sierra de Hualfín, borde suroriental de la Puna, Catamarca, Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 8 (1): 27-50.

Nasif, N. L. 1988. Primer registro de flamencos (Phoenicoptheridae) del Terciario Superior, Valle del Cajón (Provincia de Catamarca, Argentina). Ameghiniana 25 (2): 169-173.

Nasif. N., Esteban, G., Georgieff, S., Musalén, S., Gómez Cardoso, C. y Villafañe, W. 1995. Nuevos registros de mamíferos fósiles de la Formación Andalhuala (Terciario tardío) Valle de Santa María, Provincia de Catamarca. X Jornadas Argentinas de Mastozoología. Actas: 47, La Plata.

Nasif, N., Esteban, G., Musalem, S. y Herbst, R., 1997. Primer registro de Vertebrados fósiles para la Formación Las Arcas (Mioceno tardío), Valle de Santa María, Provincia de Catamarca, Argentina. Ameghiniana 34 (4): 538. Buenos Aires.

Nasif, N.; Muruaga, C.; Bossi, G. y Georgieff, S. 2000a. Nuevo registro de *Pseudoplataeomys* (Octodontidae, Caviomorpha) para el Huayqueriense del Noroeste argentino. Ameghiniana, Suplemento 37 (4): 30R.

Nasif, N., Musalem, S. y Cerdeño, E. 2000b. A new toxodont from the late Miocene of Catamarca, Argentina, and a phylogenetic analysis of the Toxodontidae. Journal of Vertebrate Paleontology, 20 (3): 591-600.

Nasif, N., Esteban, G, y Georgieff, S. 2007. Nuevo registro de vertebrados para la
Formación Aconquija, provincia de Catamarca, Noroeste de Argentina. Implicancias cronoestratigráficas y consideraciones paleoambientales. Acta Geológica Lilloana 21(1): 99-11261.

Nasif, N. L.; Esteban G. I.; Georgieff, S.; Vides, M. E. y Bossi, G. 2008. Primer registro de vertebrados para el Neógeno aflorante en la localidad de Las Lajas, entre las sierras de Zapata y Fiambalá, Catamarca, Argentina. Acta Geológica Lilloana 21 (1): 60-61.

Nasif, N., Esteban, G., Ortiz, P. 2010a. Novedoso hallazgo de egagrópilas para el Mioceno tardío, Formación Andalhuala, provincia de Catamarca, Argentina. Serie de Correlación Geológica 25, Temas de Paleontología I: 105-114.

Nasif, N.; Esteban, G.; Cerdeño, E. y Moyano, S. 2010b. Un Mesotheriidae (Notoungulata) de talla pequeña del Mioceno medio alto, Formación Las Arcas, provincia de Catamarca, Argentina. Libro de Resúmenes en CD: X Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y VII Congreso Latinoamericano de Paleontología: 83-188, La Plata.

Nasif, N. L., Madozzo Jaén, C. y Esteban, G. 2013a. El género *Cardiatherium* (Caviomorpha, Hydrochoeridae) en el Mioceno tardío del noroeste de Argentina y su importancia en la definición del escenario paleoambiental. II Simposio

del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina. Ameghiniana 50 (6): 16R.

Nasif, N. L, Esteban, G. I., Ortiz, P. E. Babot, M. J. C. Madozzo Jaén M., Georgieff, S. García López, D. A. 2013b. Nuevos registros de mamíferos neógenos para el valle del Cajón, Catamarca, Argentina. Ameghiniana 50 (4): R24-25.

Nasif, N. L., Esteban, G. y Georgieff, S. 2016. Reinterpretación de la metodología de trabajo en los valles intermontanos de Catamarca y Tucumán: bio-crono-litoestratigrafía. Ameghiniana 53 (1): 24R-25R.

Nasif N. L., Esteban, G. I., Ibañez, L., Armella, M. A., Geogieff, S., Madozzo Jaén, M. C. y Ortiz, P. 2017. El registro fósil de la Formación Chiquimil y (Mioceno tardío) en el valle de Santa María y su correlato con fauna coetánea en el valle de Villavil-Belén (Catamarca). IV Simposio Mioceno-Pleistoceno centro-norte de Argentina y XX Congreso Geológico Argentino. Actas: 65-67, Tucumán.

Peirano, A. 1943. Algunos yacimientos de fósiles de la parte central del valle de Santa María y del valle del Cajón. Cuaderno de Mineralogía y Geología 3: 40-54.

Powell, J. E. y González, O. E. 1997. Hallazgo de mamíferos en la Formación Saladillo (Grupo Santa María), próximo al río Amaicha, provincia de Tucumán. Implicancias cronológicas. Ameghiniana 34 (1): 124R.

Powell, J. y Ortiz, P. 2014. Los vertebrados fósiles de la provincia de Tucumán. En: Moyano, S., Puchulu, M., Fernández, D., Vides, M., Nieva, S. y Aceñolaza, G. (Eds.) Geología de Tucumán: 208-227. Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán. San Miguel de Tucumán.

Powell, J.; Mulé, P.; Duarte, R.; Ortíz, P.; Sanagua, J. y Muruaga, C. 1998. Mamíferos de la Formación Chiquimil (Mioceno superior)de la vertiente occidental de la Sierra de Hualfín, Provincia de Catamarca. Acta Geológica Lilloana 18 (1): 178.

Powell, J., García López, D., Babot, J., Herrera, C., Ortiz, P. y Alvino, A. 2012. Vertebrados de la Formación India Muerta (Neógeno, provincia de Tucumán). Consideraciones cronológicas y paleoambientales. Ameghiniana 49 (4): R15-16.

Quintana, C. 1996. Diversidad del roedor *Microcavia* (Caviomorpha, Caviidae) de América del Sur. Mastozoología Neotropical 3 (1): 63-86.

Riggs, E. S. y Patterson, B. 1939. Stratigraphy of late miocene and pliocene deposits of the Province of Catamarca (Argentina) with notes on the faune. Physis 14: 143-162.

Rovereto, C. 1914. Los estratos araucanos y sus fósiles. Anales del Museo Nacional de Historia Natural 25: 1-249.

Roger, C. y Esteban, G. 2000. Nuevo registro de Stromaphorus (Xenarthra, Glyptodontidae) en el Mioceno tardío de la provincia de Catamarca. Ameghiniana 37 (4): 33R.

Sasso, A. 1997. Geological evolution andtehallogenic relationships of the Farallón Negro Volcanic Complex, NW Argentina. Tesis Doctoral Queens University (inédito), 268 p. Kingston, Ontario, Canadá.

Schiuma, M. y Sosa Gómez, J. A. 2017. Recursos hidrocarburíferos: Cuenca de Tucumán y Catamarca. En C.M. Muruaga y P. Grosse (Eds.) Ciencias de la Tierra y recursos naturales del NOA, T12-C2: 1-16.

Sferco, E.; Herbst, R., Aguilera, G. y Mirande, J. M. 2017. The rise of internal fertilization in the Anablepidae (Teleostei, Cyprinodontiformes): two new genera and species from the Miocene of Tucumán, Argentina. Pappers in Paleontology: 1-19. doi: 10.1002/spp2.1102.

Sosa Gómez, J. y Georgieff, S. M. 2014. El subsuelo de Tucumán. En M. S. Moyano, M. E. Puchulu, D. S. Fernández, M. E. Vides, S. Nieva, G. Aceñolaza, (Eds.), Geología de Tucumán, Publ. Esp. Colegio de Graduados de Ciencias Geológicas de Tucumán: 139-149.

Spagnuolo, C. M., Georgieff, S. M. y Rapalini, A. E. 2015. Magnetostratigraphy of the Miocene Las Arcas Formation, Santa María Valley, northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences 63: 101-113.

Spagnuolo, C. M., Georgieff, S. M. y Spagnuolo, M. G. 2017. Magnetoestratigrafías del noroeste argentino. En: Muruaga, C. M. y Grosse, P. (Eds.), Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán: 119-139.

Strecker, M. R., Cereny, P., Bloom, A. L. y Malizia, D. 1989. Late Ceno-zoic tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26°-28°S), Argentina. Tectonics 8: 517-534.

Turner, J. C. 1973. Descripción geológica de la Hoja 11d Laguna Blanca. Boletín Servicio Geológico Nacional 142: 71 pp.

Ubilla, M.; G. Piñeiro & C. Quintana. 1999. New extinct species of the genus *Microcavia* (Rodentia, Caviidae) from the upper Pleistocene of the northern of Uruguay, with Paleobiogeographic and Paleoenvironmental comments. Stud Neotrop Fauna & Environment 34: 141-149.

Urreiztieta, M. de, Gapais, D., Le Corre, C., Cobbold, P. R. y Rossello, E. A. 1996. Cenozoic transpression and basin development at the southern edge of the Altiplano-Puna, NW Argentina. Tectonophysics 254: 17-39.

Vergel, M., Herbst, R., Garralla, S., Morton, L., Anzótegui, L., Mautino, L., Aráoz, L. y Gavriloff, I. 2014. Paleontología de invertebrados, icnofósiles, paleobotánica y palinología de Tucumán. En: Moyano, S., Puchulu, M., Fernández, D., Vides, M., Nieva, S. y Aceñolaza, G. (Eds.) Geología de Tucumán: 185-207. Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán. San Miguel de Tucumán.

Síntesis geológica y paleontológica del Mioceno tardío de la provincia de Mendoza

Francisco J. Prevosti[1], Guillermo F. Turazzini[2], Analia M. Forasiepi[3]

[1] Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica de Anillaco (CRILAR), Entre Ríos y Mendoza s/nº, (5301) Anillaco, La Rioja. protocyon@hotmail.com
[2] FCEyN, UBA, Pab. 2, Ciudad Universitaria, (C1428EHA) Buenos Aires, Argentina. elcaluche@hotmail.com
[3] IANIGLA, CCT-CONICET-Mendoza, Av. Ruiz Leal s/nº, (5500) Mendoza, Argentina. borhyaena@hotmail.com, bvera@mendoza-conicet.gob.ar

RESUMEN

Palabras clave:
Vertebrados fósiles
Argentina
Neógeno
Andes
Cronoestratigrafía
Bioestratigrafía

En esta contribución se brinda una síntesis sobre los trabajos realizados sobre la geología y paleontología del Mioceno tardío de la provincia de Mendoza. Las unidades geológicas que cubren este lapso temporal en la región están compuestas tanto de cuerpos volcánicos e intrusivos como por depósitos de sedimentitas sinorogénicas. Los afloramientos están mayormente concentrados en los sectores denominados Mendoza norte y Mendoza sur, siendo escasos en el sector Mendoza andina y oriental. La mayoría de las unidades carecen o poseen un escaso contenido fosilífero, aunque entre estas resulta necesario destacar la Formación Huayquerías, cuya asociación de mamíferos fue la base para la creación de la Edad Huayqueriense.

ABSTRACT

Palabras clave:
Fossil vertebrates
Argentina
Neogene
Andes
Chronostratigraphy
Biostratigraphy

"Geological and Paleontological synthesis of the Late Miocene of the Mendoza Province". This contribution provides a geological and paleontological synthesis of the Late Miocene of the Mendoza Province. The geological units involved during this time frame in the area are composed by volcanic and intrusive rocks, and also by synorogenic sedimentary rocks. The outcrops are mostly located in the areas called North Mendoza and South Mendoza. and secondarily in the Andean Mendoza and Oriental Mendoza. Most of these outcrops lack or have a very limited fossil content, with the exception of the Huayquerías Formation which contains a relevant association of fossil mammals that was the base for the Huayquerian Age.

INTRODUCCIÓN

En la provincia de Mendoza, los afloramientos de las unidades cenozoicas cubren aproximadamente un 80% de la superficie (Yrigoyen, 1993). Las unidades aflorantes están compuestas tanto de cuerpos volcánicos e intrusivos, como depósitos de sedimentitas sinorogénicas, en su mayoría con escaso contenido fosilífero o sin información cronológica precisa (Yrigoyen, 1993; Pascual y de La Fuente, 1993; Ramos, 1999). Siguiendo el esquema de Yrigoyen (1993), la mayor parte de estos afloramientos se encuentran en los sectores de Mendoza norte y Mendoza sur, seguidos por los escasos afloramientos ubicados en Mendoza andina y Mendoza oriental (figura 1).

MENDOZA NORTE

En una amplia zona del norte de Mendoza, entre las localidades de Cacheuta, Tupungato y zonas aledañas, enmarcadas en lo que se conoce como Cuenca de Cuyo (figura 1; Ramos, 1999), afloran distintas formaciones que abarcan al menos parte del Mioceno tardío y algunas de ellas son portadoras de fósiles. En las Tobas La Higuerita (= Tobas Grises Inferiores; Yrigoyen, 1993), compuestas por tobas, cineritas y lapillos de cenizas biotíticas blanquecinas, fueron recuperados restos de *Typotheriopsis silveyrai* (Notoungulata, Mesotheriidae) (Yrigoyen, 1993; Pascual y de La Fuente, 1993) asociado a una edad entre Mioceno medio hasta tentativamente Plioceno temprano (Yrigoyen, 1993; figura 2).

En la zona de Cacheuta, sobre las Tobas La Higuerita se apoya la Formación La Pilona, compuesta por conglomerados, areniscas y lapillos, pelitas y tufitas (Yrigoyen, 1993), con una edad entre 11,7 y 9 Ma (Ramos, 1999). Para el área de Tupungato, Irigoyen *et al.* (2000, 2002) consideran que las Tobas La Higuerita forman parte de la Formación La Pilona, compuesta principalmente por conglomerados grises con madas de arenas intercaladas. Dataciones Ar40-Ar39 y calibraciones aleomagnéticas arrojaron una edad equivalente a ca. 11,7 y ca. 9 Ma (figura 2).

En la zona de Cacheuta aflora también la Formación Tobas Angostura (= Tobas Grises Superiores; Yrigoyen, 1992), cuya coloración gris blanquecina permite diferenciarla de los demás depósitos neógenos, generalmente de coloración amarillenta, rojiza y parda. La Formación Tobas Angostura se encuentra compuesta mayormente por sedimentitas piroclásticas, con intercalaciones psamíticas y conglomerádicas. Al norte de la región los afloramientos se expresan en el faldeo oriental de la Cuchilla de Agua del Corral, en forma de pequeñas lentes saltuarias. La potencia de la formación aumenta hacia el sur, teniendo sus mayores espesores (90–150 m) y exposición dentro de la culminación del anticlinal de Tupungato, donde se encuentra su localidad tipo (Yrigoyen, 1992, 1993). La edad de la Formación Tobas Angostura, según dataciones radimetricas Ar40-K40, se ubica entre los 10,5 $\pm$0,5 Ma y los 9,7 $\pm$1,1 Ma (Yrigoyen, 1993). Algo más recientemente, Irigoyen *et al.* (2000, 2002) consideraron una edad algo más moderna (ca. 9,54 y ca. 8,7 Ma) sobre la base de dataciones Ar40-Ar39 y paleomagnetismo (figura 2).

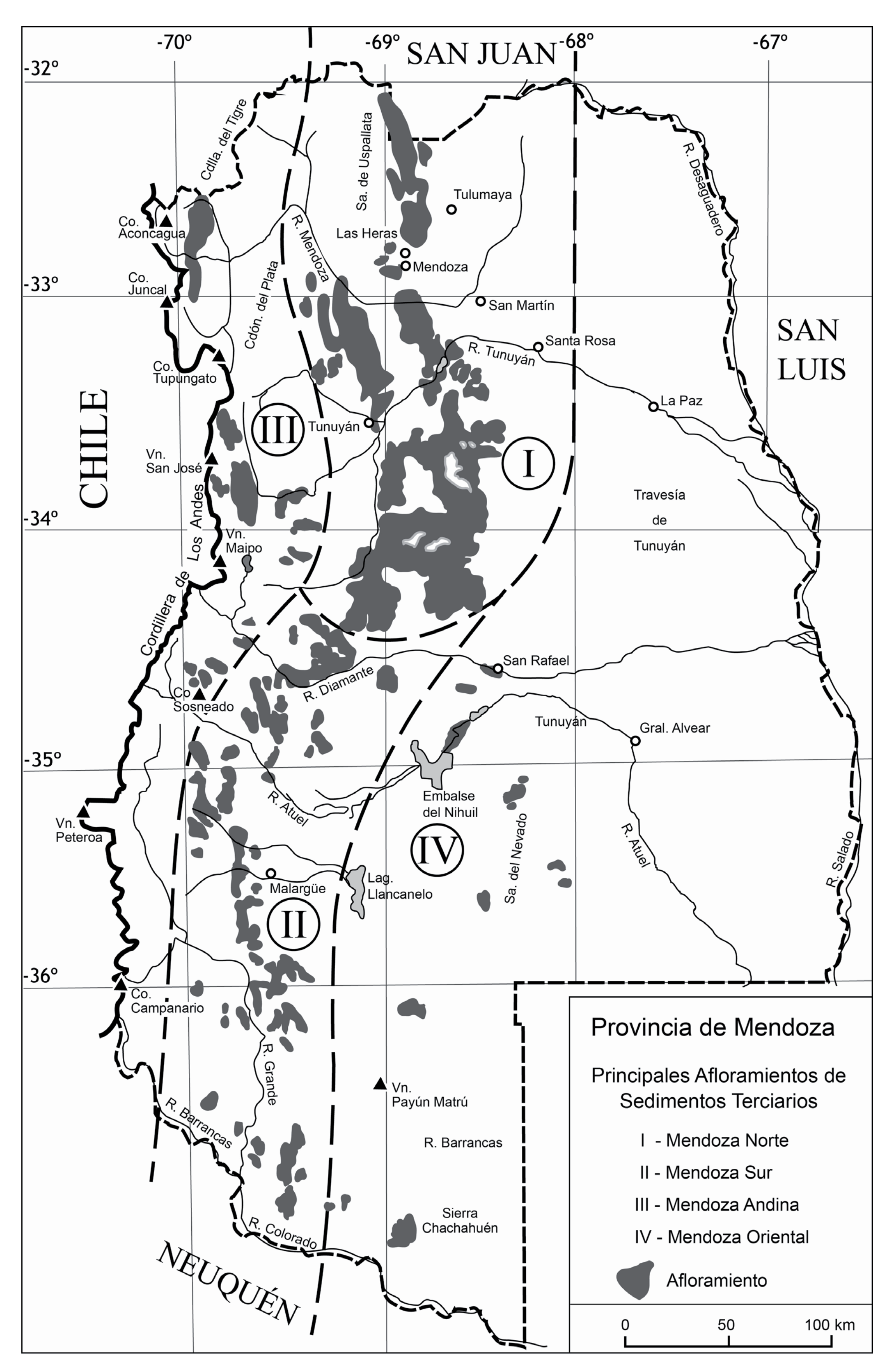


Figura 1. Mapa de la provincia de Mendoza mostrando los afloramientos del Terciario y los sectores utilizados para describir las formaciones y los fósiles del Mioceno tardío.

Por sobre las Tobas Angostura apoya en contacto concordante y de manera transicional la Formación Río de Los Pozos (= Serie Amarilla; Yrigoyen, 1993), conformada por una alternancia de arcillitas y arcillas tobáceas, arenisca y algunos niveles conglomerádicos, con una tendencia granocreciente. La potencia de esta formación varía entre 230 y 400 m (Yrigoyen, 1993; figura 2). Se le atribuyó a esta formación una edad Mioceno tardío (parte del cron paleomagnético C4An y cron C4r; < 8,54 - > 8,20 Ma) de acuerdo a los estudios de Irigoyen *et al.* (2000, 2002). En el tercio inferior de la misma fueron colectados restos de vertebrados: *Cardiatherium paranense* (=*Kiyutherium* cf. *orientalis*) y *Hemihegetotherium achataleptum* (Yrigoyen, 1992,1993; Pascual y de la Fuente, 1993; Vucetich *et al.*, 2014; figura 2).

La zona fosilífera más destacada de la provincia en referencia al lapso Mioceno tardío-Plioceno se ubica al Sureste de Tunuyán (figura 1), en la zona denominada Huayquerías de Mendoza. Los depósitos de las Huayquerías han sido objeto de estudios paleontológicos desde principios del Siglo XX y saltuariamente continuados por diversos grupos de trabajo (De Carles, 1911; Rovereto, 1914; Frenguelli, 1930; Rusconi, 1939; Marshall *et al.*, 1986). Las bases del conocimiento estratigráfico en la región fueron establecidas por De Carles (1911), Dessanti (1946) y fueron revisadas más recientemente por Yrigoyen (1993, 1994). Específicamente en las Huayquerías de San Carlos se exponen las formaciones Tunuyán y Bajada Grande (Plioceno), y en las Huayquerías del Este aflora además la Formación Huayquerías (Mioceno tardío) infrayacente a las unidades litoestratigráficas mencionadas (Dessanti, 1946; Marshall *et al.*, 1986; Yrigoyen 1993, 1994). Según informes basados en perfiles de pozos

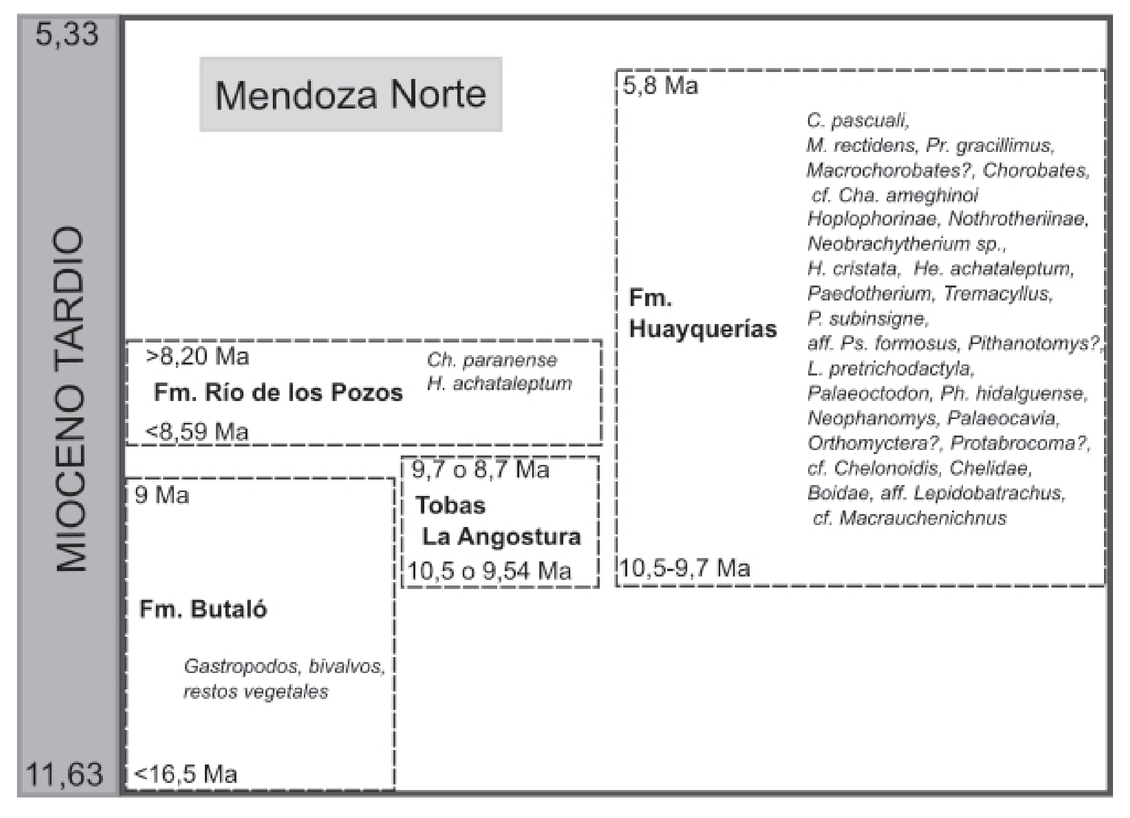


Figura 2. Unidades geológicas y fósiles del sector Mendoza norte.

perforados por YPF (pozos Huayquería del Este-1 y San Carlos-1), en el subsuelo de la región de Huayquerías, por debajo de la Formación Huayquerías, se habrían reconocido depósitos atribuibles a la Formación Tobas Angostura (figura 2).

La Formación Huayquerías tiene un espesor de casi 200 metros (según Marshall *et al.*, 1986) y se encuentra plegada y fallada (Dessanti, 1946; Marshall *et al.*, 1986; Yrigoyen, 1994). Está compuesta por gruesos bancos de areniscas de color pardo gris, con intercalaciones de limos rojizos (Dessanti, 1946; Marshall *et al.*, 1986). Es cubierta por la Formación Tunuyán (ver Plioceno este volumen). Según Marshall *et al.* (1986) existe una discordancia angular entre ambas unidades, aunque de acuerdo a Yrigoyen (1993, 1994), el pasaje entre ambas unidades no es claro. El techo de la Formación Huayquerías fue datado mediante la técnica de 40Ar/40K en 5,8 ±0,1 Ma por Marshall *et al.* (1986). Considerando la edad de las Tobas Grises Superiores halladas en perforaciones por debajo de esta formación, el límite máximo para la base de la unidad es de 9,7 ±1,1/10,5 ±0,5 Ma (Yrigoyen, 1993; figura 2).

La asociación de vertebrados fósiles recuperada de la Formación Huayquerías es escasa (Rovereto, 1914; Rusconi, 1939; Vicente y Villafañe, 1958; Linares, 1981; Marshall *et al.*, 1983; Pascual y de la Fuente, 1993) aunque es la base del Piso/Edad Huayqueriense (Kraglievich, 1934; Simpson, 1940). Sólo se conocen para esta unidad siete taxones: *Megatheriops rectidens*, *Proscelidodon gracillimus* (Xenarthra), *Lagostomopsis pretrichodactyla* (Rodentia), *Cyonasua pascuali* (Carnivora), *Neobrachytherium* sp., *Huayqueriana cristata* (Litopterna), y *Hemihegetotherium achataleptum* (Notoungulata) (Rovereto, 1914; Pascual y de la Fuente, 1993; figura 2). Nuevos trabajos de campo, iniciados en el 2013, han permitido recuperar más de 400 restos de vertebrados fósiles, reconocer varios niveles de tobas a lo largo de la secuencia e iniciar estudios sedimentológicos y paleomagnéticos. Los nuevos taxones para la unidad son: *Macrochorobates*?, *Chasicotatus* cf. *Ch. ameghinoi*, *Chorobates*, Hoplophorinae, Nothrotheriinae, *Paedotherium*, *Tremacyllus*, *Pseudotypotherium subinsigne*, *Pseudoplataeomys* aff. *P. formosus*, *Pithanotomys*?, *Palaeoctodon*, *Phtoramys hidalguense, Neophanomys, Palaeocavia*, *Orthomyctera*?, *Protabrocoma*?, Testudinidae cf. *Chelonoidis*, Chelidae, Boidae, Ceratophryidae aff. *Lepidobatrachus* e icnitas de cf. *Macrauchenichnus* (Echarri *et al.*, 2013; Forasiepi *et al.*, 2014, 2015, 2016; Turazzini, 2015). Esta asociación preliminar resulta congruente con las faunas que se han asignado al Huayqueriense en otras regiones (e.g., La Pampa y Catamarca) e incrementan la diversidad conocida para la formación, llevándola a más de 20 taxones (figura 2). Entre los descubrimientos más destacados de la Formación Huayquerías se encuentra uno de los restos más antiguos de carnívoros de América del Sur (Linares, 1981).

EL concepto de la edad Huayqueriense resulta al momento confuso. Dado el escaso conocimiento de la asociación en la localidad tipo, otras asociaciones fueron utilizadas para caracterizar la edad. En la Región Pampeana fue reconocida la biozona de *Macrochorobates scalabrini* y referida al Huayqueriense inferior mientras que ciertos niveles de distintas localidades del oeste de la provincia de Buenos Aires, que contienen restos de *Xenodontomys simpsoni*, fueron atribuidos al Huayqueriense superior (Cione y Tonni, 2005). Cabe destacar que ni *Macrochorobates scalabrini* ni *Xenodontomys simpsoni* fueron hasta ahora recuperados de la Formación Huayquerías.

MENDOZA SUR

En la región sur (figura 1) se encuentra el mayor número de unidades aflorantes de edad miocena tardía de la provincia. La distribución y composición de las mismas es resultado de una compleja historia de las estructuras andinas, ciclos tectónicos, volcánicos y sedimentarios ligados a la actividad del Orógeno Andino. Cabe destacar que la sedimentación cenozoica en el ámbito de esta región responde a la tectónica de la faja plegada y corrida, asociada a la actividad volcánica de un arco magmático contemporáneo (Combina y Nullo, 2011). En esta región han sido reconocidas dos cuencas sinorogénicas principales, la Cuenca Pincherira-Ventana de edad miocena media-tardía (16-7 MA) con depocentro al oeste del anticlinal de Malargüe y la Cuenca Malargüe de edad pliocena (7-1 Ma) con el depocentro hacia el este de dicho anticlinal (Silvestro *et al.*, 2005; figura 3). Los depósitos del Mioceno tardío (secuencia S2 *sensu* Silvestro *et al.*, 2005) corresponden a las limolitas y pelitas rojas con abundantes restos vegetales, bivalvos y gastrópodos de la Formación Butaló, seguidos por una potente sucesión de paraconglomerados y brechas con clastos de origen volcánico y volcánico-sedimentario de la Formación Pincheira y Formación León (Criado Roque, 1950; Legarreta *et al.*, 1985; Silvestro *et al.*, 2005) y suprayaciendo en marcada discordancia angular los basaltos y brechas basálticas de la Formación Coyocho (secuencia S3 *sensu* Silvestro *et al.*, 2005) de edad Mioceno tardío-Plioceno (Linares, 2001; Silvestro *et al*., 2005; figura 3).

Una unidad problemática respecto a su edad y posición estratigráfica es la Formación Agua de La Piedra (Criado Roque, 1950), compuesta por depósitos clásticos y volcaniclásticos de neto origen continental, acotados por discordancias de carácter regional según fueran descriptos en Mendoza sur (Sierra de la Ventana, próxima a Quebrada Fiera y el Cerro Butaló; figura 3). Sus depósitos fueron reconocidos desde el Borde alto del Payún a la Cuchilla de la Tristeza (e.g., Combina y Nullo, 2005, 2008). Existen fuertes discrepancias entre las edades asignadas a los depósitos de los afloramientos norte y sur de esta unidad. Los depósitos del sur han sido considerados de edad oligocena en base a la asociación de mamíferos fósiles deseadenses conocida (e.g., *Pyrotherium* y *Proborhyaena gigantea*) (Criado Roque, 1950; Bettini *et al.*, 1978; Gorroño *et al.*, 1978; Cerdeño, 2007). Los depósitos del norte, aflorantes en la Cuchilla de la Tristeza fueron asignados por otros autores al Mioceno tardío (Baldauf *et al.*, 1997; Combina *et al.*, 1997; Nullo *et al.*, 2005; Combina y Nullo, 2005, 2008, 2011) basados en dataciones radimétricas Ar40/Ar39. Un reciente trabajo sin embargo, sugiere que la correlación entre la sección tipo de la Formación Agua de La Piedra y los depósitos de Cuchilla de la Tristeza es incorrecta, correspondiendo ambos a eventos volcánicos independientes (Garrido *et al.*, 2012).

Al sur de la cuenca Pincheira-Ventana se encuentran dos subcuencas del Río Grande al oeste y de Palauco al este, separadas por altos topográficos del basamento (Silvestro y Atencio, 2009). En la subcuenca Río Grande, el Mioceno tardío se encuentra representado por brechas andesíticas de 250 m de espesor denominadas Formación Loma Fiera datadas por 40Ar/39Ar en 10,59 ±0,29 Ma (Silvestro y Atencio, 2009). Sobre esta se apoyan mantos basálticos de la Formación Coyocho con una edad de 6,7 Ma (Linares, 2001). En la subcuenca Palauco este mismo periodo se

encuentra representado por las brechas basálticas de la Formación Loma Fiera sobre las que se apoyan en discordancia angular los basaltos de la Formación Palauco, datados en 8,14 ±0,06 Ma por 40Ar/39Ar (Silvestro y Atencio, 2009; figura 3).

En la zona de la Cuchilla de la Tristeza, por sobre la Formación Loma Fiera (y en algunos sectores apoyando sobre la Andesita Huincán, datada entre 8,5 ±1,5 y 7 ±3 Ma; González Díaz, 1979; Kozlowski *et al.*, 1990) se expone la Formación Tristeza, de composición eminentemente conglomerádica, llegando a alcanzar los 600 m de potencia. Se trata de conglomerados fluviales y fanglomerados polimícticos poco cementados de coloraciones grisáceas a rosadas (Yrigoyen, 1993; figura 3).

MENDOZA ANDINA

En el sector norte de la región andina se encuentra la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán, en la misma afloran los depósitos de la Formación Palomares de edad Mioceno medio-tardío (interpretada en base a sus relaciones estratigráficas), y la Formación Butaló de edad Mioceno tardío (Giambiagi, 1999a, 1999b; figura 4). El Miembro inferior de la Formación Palomares está compuesto por conglomerados tobáceos blancos, depositados a partir de flujos piroclásticos retrabajados, mientras que el Miembro superior está compuesto por conglomerados gruesos oscuros que intercalan con bancos arenosos y pelíticos, interpretados como depósitos de abanicos aluviales (Giambiagi, 1999a; figura 4). La Formación Butaló está integrada por

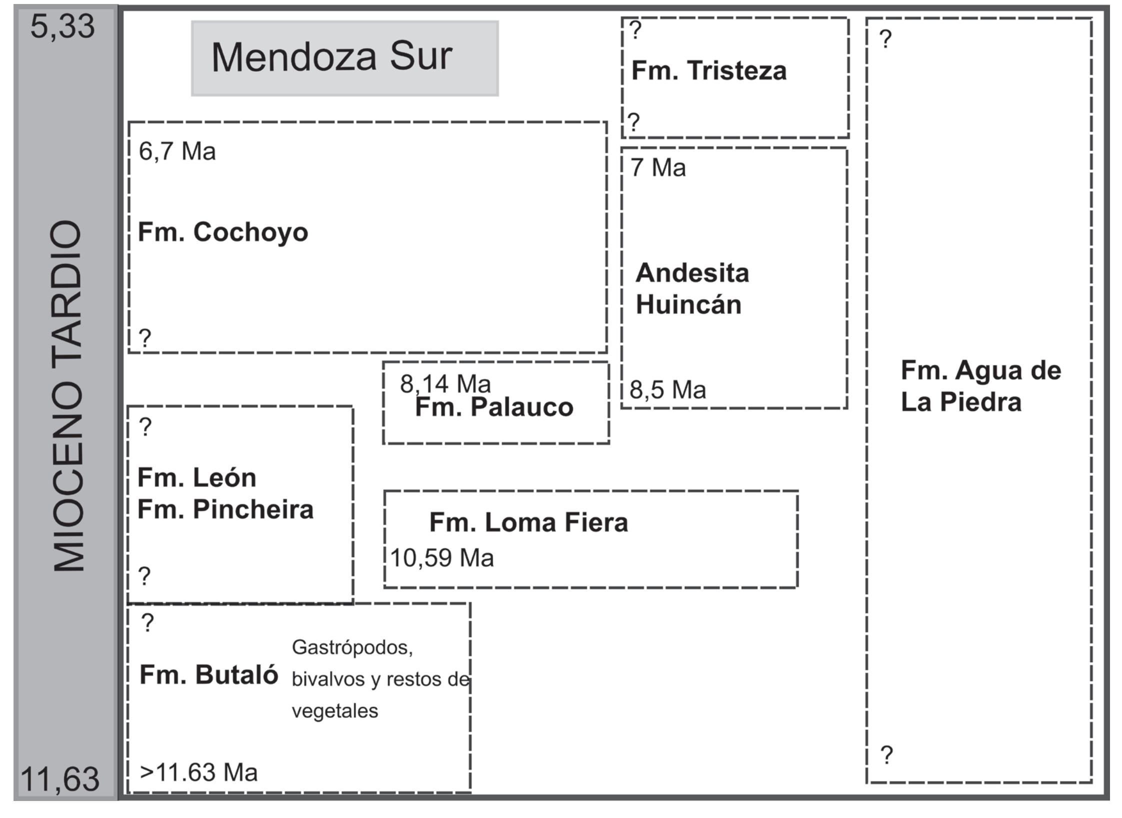


Figura 3. Unidades geológicas y fósiles del sector Mendoza sur.

240 m de sedimentitas clásticas finas con restos de gastrópodos (Polanski, 1957) y troncos (*Araucarites* sp.; Armando, 1949), que intercalan esporádicamente con bancos conglomerádicos (Giambiagi, 1999a; figura 4).

En la región aconcagüina (*sensu* Yrigoyen, 1993), se encuentran los Conglomerados de Santa María (Schiller, 1912), una potente formación compuesta por un apilamiento de niveles psefíticos que interdigitan en su sector superior con brechas volcánicas. Presentan una gran variabilidad composicional en dirección norte-sur. Los conglomerados aumentan el tamaño de sus clastos hacia el techo, iniciándose como fanglomerados medianos en bancos potentes, interpuestos con tufitas blanquecinas, que gradan en su parte superior a depósitos caóticos con bloques de un metro cubico y aun mayores (Yrigoyen, 1993). Representan típicos depósitos sinorogénicos que gradan de una posición próxima a muy próxima del frente de corrimiento y que habrían comenzado a depositarse en el Mioceno inferior, continuando su sedimentación hasta el Mioceno tardío (Ramos *et al*., 1990; figura 4).

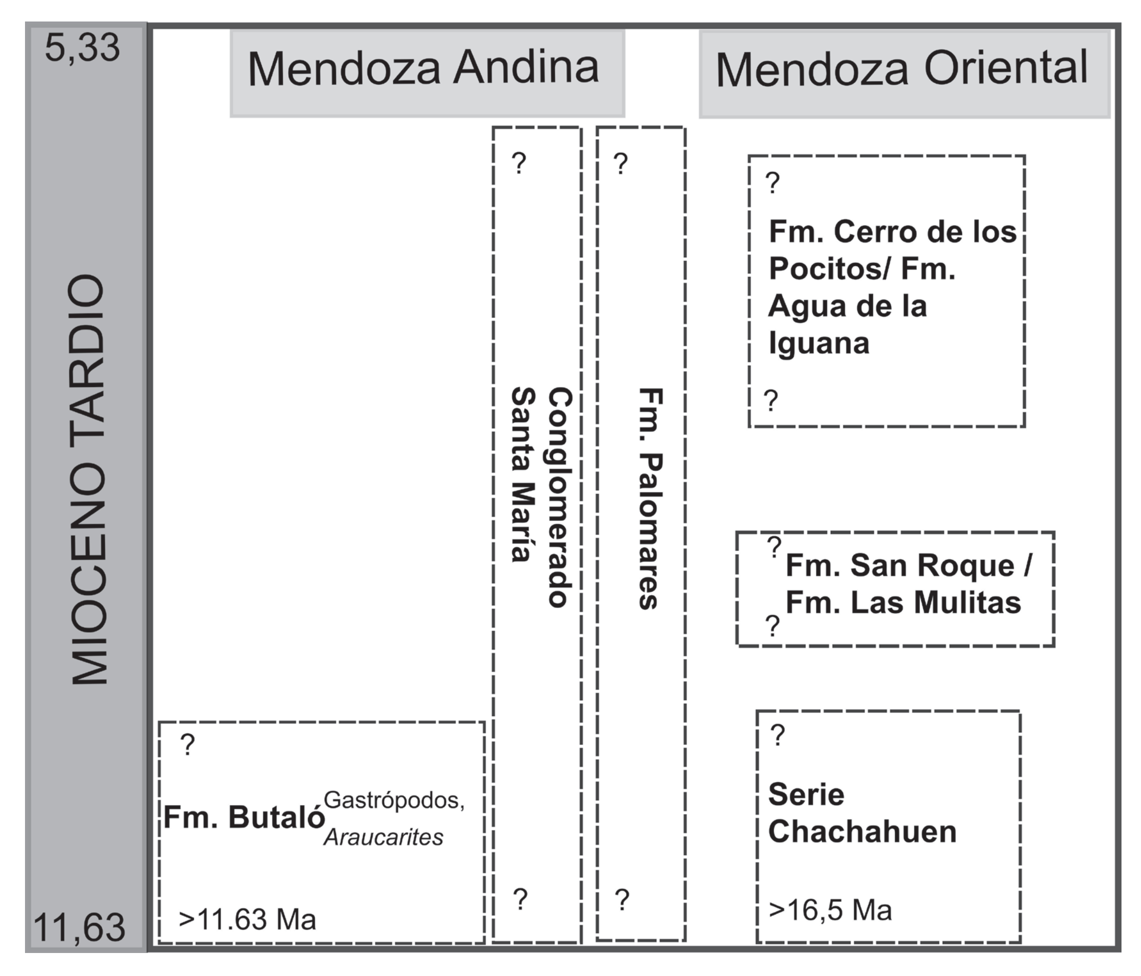


Figura 4. Unidades geológicas y fósiles de los sectores Mendoza andina y oriental.

MENDOZA ORIENTAL

En el sector Oriental (figura 1); se expone la Serie de Chachahuen, formada por conglomerados y brechas basálticas, depositados con posterioridad al Basalto Palaoco (16,5 Ma), posiblemente durante el Mioceno tardío (figura 4). En la Zona de La Tosca existen depósitos de areniscas pardo grisáceas, gris verdosas, rojizas y rosadas (=Formación Cerro de Los Pocitos, =Formación Agua de la Iguana) que en parte se correlacionarían con la Formación Huayquerías (Yrigoyen, 1993). Al norte del río Diamante, en perforaciones de subsuelo, se han registrado niveles que podrían corresponder a las formaciones San Roque y Las Mulitas, siendo la última asignada al Chasiquense-Huayqueriense (Yrigoyen, 1993; figura 4).

BIBLIOGRAFÍA

Armando, V. 1949. Observaciones geológicas en la Cordillera de Mendoza, Departamento de Tunuyán, entre el río Palomares y el Cordón del Marmolejo al norte del río Tunuyán. Tesis doctoral de la Universidad Nacional de La Plata, 112 pp. La Plata.

Baldauf, P., Stephens, G., Nullo, F., Combina, A., y Kunk, M. 1997. Tertiary uplift, magmatism and sedimentation of the Andes, Southern Mendoza Province, Argentina. Geological Society of America, Abstracts with Program 29 (6): A48.

Bettini, F., Pombo, R., Mombrú, C. y Uliana, M. 1978. Consideraciones sobre el diastrofismo andino en la vertiente oriental de la Cordillera Principal entre los 34°30'y los 37° de latitud sur. VII Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 671-683.

Cerdeño, E. 2007. Systematic position of the Mesotheriidae (Notoungulata) from the Mariño Formation (Miocene) in Divisadero Largo, Mendoza, Argentina. Geobios 40: 767-773.

Cione, A. L. y Tonni, E. P. 2005. Bioestratigrafía basada en mamíferos del Cenozoico superior de la región pampeana. En: Barrio, R., Etcheverry, R. O., Caballé, M. F. y Llambías, E. (Eds), Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires: 183-200. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata.

Combina, A. y Nullo, F. 2005. Tertiary volcanism and sedimentation in the southern Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. VI International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Extended Abstracts 1: 174-177.

Combina, A. y Nullo, F. 2008. El 'diacronismo' de la Formación Agua de la Piedra (Terciario, Mendoza). XVIII Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 87–88.

Combina, A. M. y Nullo, F. 2011. Ciclos tectónicos, volcánicos y sedimentarios del Cenozoico del sur de Mendoza-Argentina (35°-37°S y 69°30'W). Andean Geology 38: 198-218.

Combina, A., Nullo, F., Baldauf, P. y Stephens, G. 1997. Ubicación estratigráfica de la Formación Agua de la Piedra, Cuchilla de la Tristeza, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 460-464.

Criado Roque, P. 1950. El Terciario del Sur de la Provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 5: 223-255.

De Carles, E. 1911. Ensayo geológico descriptivo de las Guayquerías del Sur de Mendoza (Dep. de San Carlos). Anales del Museo Nacional Historia Natural de Buenos Aires 22: 77-95.

Dessanti, R. N. 1946. Hallazgo de depósitos glaciales en las Huayquerías de San Carlos (Mendoza). Revista de la Sociedad Geológica Argentina 1: 270-284.

Echarri, S., Forasiepi, A. M., Garrido, A. C., Prevosti, F. J., Turazzini, G. F. y Vera, B . 2013. Las Huayquerías de Mendoza. Nuevos trabajos de campo y resultados preliminares. Ameghiniana 50 (R6): 15-16.

Forasiepi, A. M., Prevosti, J. F., Vera B., Turazzini, G. F., Echarri, S., Garrido, A. C., Verzi, D., Rasia, L. L., Schmidt, G. I., Esteban, G. y Krapovikas, V. 2014. The badlands from Mendoza and the Huayquerian Age: Insights into the late Miocene. 4th International Palaeontologial Congress, Abstracts 1: 713.

Forasiepi, A. M., Prevosti, F. J., Garrido, A. C., Vera, B., Turazzini, G. F., Echarri, S., Bonini, R., Pujos, F., MacPhee, R. D. E., Verzi, D., Rasia, L. L., Schmidt, G. I., Esteban, G. y Krapovikas, V. 2015. Avances en el conocimiento de la fauna de la Formación Huayquerías (Mioceno Tardío, Mendoza). III Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, Libro de Resúmenes 1: 15.

Forasiepi, A. M., MacPhee R.D.E., Hernández Del Pino S., Schmidt G.I., Amson E. y Grohé C. 2016. Exceptional skull of *Huayqueriana* (Mammalia, Litopterna, Macraucheniidae) from the Late Miocene of Argentina: anatomy, systematics, and paleobiological implications. Bulletin of the American Museum of Natural History 404: 1-76.

Frenguelli, J. 1930. Las Guayquerías de San Carlos en la provincia de Mendoza. *Universidad Nacional del Litoral*, Departamento de Extensión Universitaria 9: 7-54.

Garrido, A., Kramarz, A., Forasiepi, A. y Bond, M. 2012. Estratigrafía, mamíferos fósiles y edad de las secuencias volcanosedimentarias eoceno-miocenas de la sierra de Huantraico-sierra Negra y cerro Villegas (provincia del Neuquén, Argentina). Andean Geology 39: 482-510.

Giambiagi, L. B. 1999a. Los depósitos neógenos de la región del río Palomares, Cordillera Principal de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54: 469-479.

Giambiagi, L. B. 1999b. Interpretación tectónica de los depósitos neógenos de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán, en la región del río Palomares, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54: 361-374.

González Díaz, E. F. 1979. Descripción geológica de la hoja 31d, La Matancilla, Carta Geológico-Económica de la República Argentina: Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín No. 173, escala 1:200,000, 96 pp.

Gorroño, R., Pascual, R. y Pombo, R. 1978. Hallazgo de mamíferos eógenos en el sur de Mendoza. Su implicancia en las dataciones de los Rodados Lustrosos y el primer episodio orogénico del Terciario en esa región. VII Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 475-487.

Irigoyen, M. V., Buchan, K. L. y Brown, R. L. 2000. Magnetostratigraphy of Neogene Andean foreland-basin strata, lat 33°S, Mendoza Province, Argentina. Geological Society of America, Bulletin 112: 803-816.

Irigoyen, M. V., Buchan, K. L., Villeneuve, M. E. y Brown, R. L. 2002. Cronología y significado tectónico de los estratos sinorogénicos neógenos aflorantes en la región de Cacheuta-Tupungato, Provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 57: 3-18.

Kozlowski, E. E., Cruz, C. E., Manceda, R. y Condat, P. 1990. Estructuración distensiva en los Andes Surmendocinos. XI Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 23-26. San Juan.

Kraglievich, J.L. 1934. La antigüedad Plioceno de las faunas de Monte Hermoso y Chapadmalal, deducidas de su comparación con las que le precedieron y sucedieron. Imprenta El Siglo Ilustrado, Montevideo, 136 pp.

Legarreta, L., Kokogian, D. y Boggetti, D. 1985. Sierra de Palauco, Provincia de Mendoza. Estratigrafía. YPF (informe inédito), Buenos Aires, 103 pp.

Linares, O. J. 1981. Tres nuevos carnívoros prociónidos fósiles del Mioceno de Norte y Sudamérica. Ameghiniana 18: 113-121.

Linares, E. 2001. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina. Parte II: años 1988-2000. Asociación Geológica Argentina, Serie F, Publicaciones en CD1, Buenos Aires.

Marshall, L. G., Drake, R. E. y Curtis, G.H. 1986. 40K-40Ar calibration of late Miocene-Pliocene mammal-bearing Huayquerías and Tunuyán Formations, Mendoza province, Argentina. Journal of Paleontology 60: 448-457.

Marshall, L. G., Hoffstetter R. y Pascual R. 1983. Mammals and stratigraphy: geochronology of the continental mammal-bearing Tertiary of South America. Palaeovertebrata, mémoire extraordinaire: 1-93.

Nullo, F. E., Stephens, G., Combina, A., Dimieri, L., Baldauf, P. y Bouza, P. 2005. Hoja geológica 3569-III/3572-IV Malargüe, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, 90 pp.

Pascual, R. y de la Fuente, M. S. 1993. Vertebrados fósiles cenozoicos. XII Congreso Geol. Argentino y II Congreso de Explotación de Hidrocarburos, Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino de Petróleo, Relatorio 2: 357-363.

Polanski, J. 1957. Prolegómeno a la estratigrafía y tectónica del terciario de la depresión intermontana del Alto Tunuyán. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Contribución Científica Serie Geológica 1: 95-139.

Ramos, V. A. 1999. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (22): 651-682.

Ramos, V. A., Pérez, D. y Aguirre-Urreta, M. B. 1990. Geología del Filo Zurbriggen, Mendoza. XI Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 361-364.

Rovereto, C. 1914. Los estratos araucanos y sus fósiles. Anales del Museo Nacional Historia Natural de Buenos Aires 25: 1-247.

Rusconi, C. 1939. Lista de los mamíferos miocénicos de las Huayquerías de Mendoza. Physis 14: 461-471.

Schiller, W. 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de de la provincia de San Juan. Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 7: 1-68.

Silvestro, J. y Atencio, M. 2009. La cuenca cenozoica del Rio Grande y Palauco: edad, evolución y control estructural, faja plegada de Malargüe (36°S). Revista de la Asociacion Geológica Argentina 65: 154-169.

Silvestro, J., Kraemer, P., Achilli, F. y Brinkworth W. 2005. Evolucion de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35°-36°S, Malargüe. Revista de la Asociacion Geológica Argentina 60: 627-643.

Simpson, G. G. 1940. Review of the mammal-bearing Tertiary of South America. Proceedings of the American Philosophical Society 83: 649-709.

Turazzini, G. 2015. Registro de un Nuevo taxón fósil afín a *Lepidobatrachus* (Anura: Ceratophryidae) en la Formación Huayquerías (Mioceno superior), Provincia de Mendoza, Argentina. Reunión de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina, Libro de Resúmenes 1: 17.

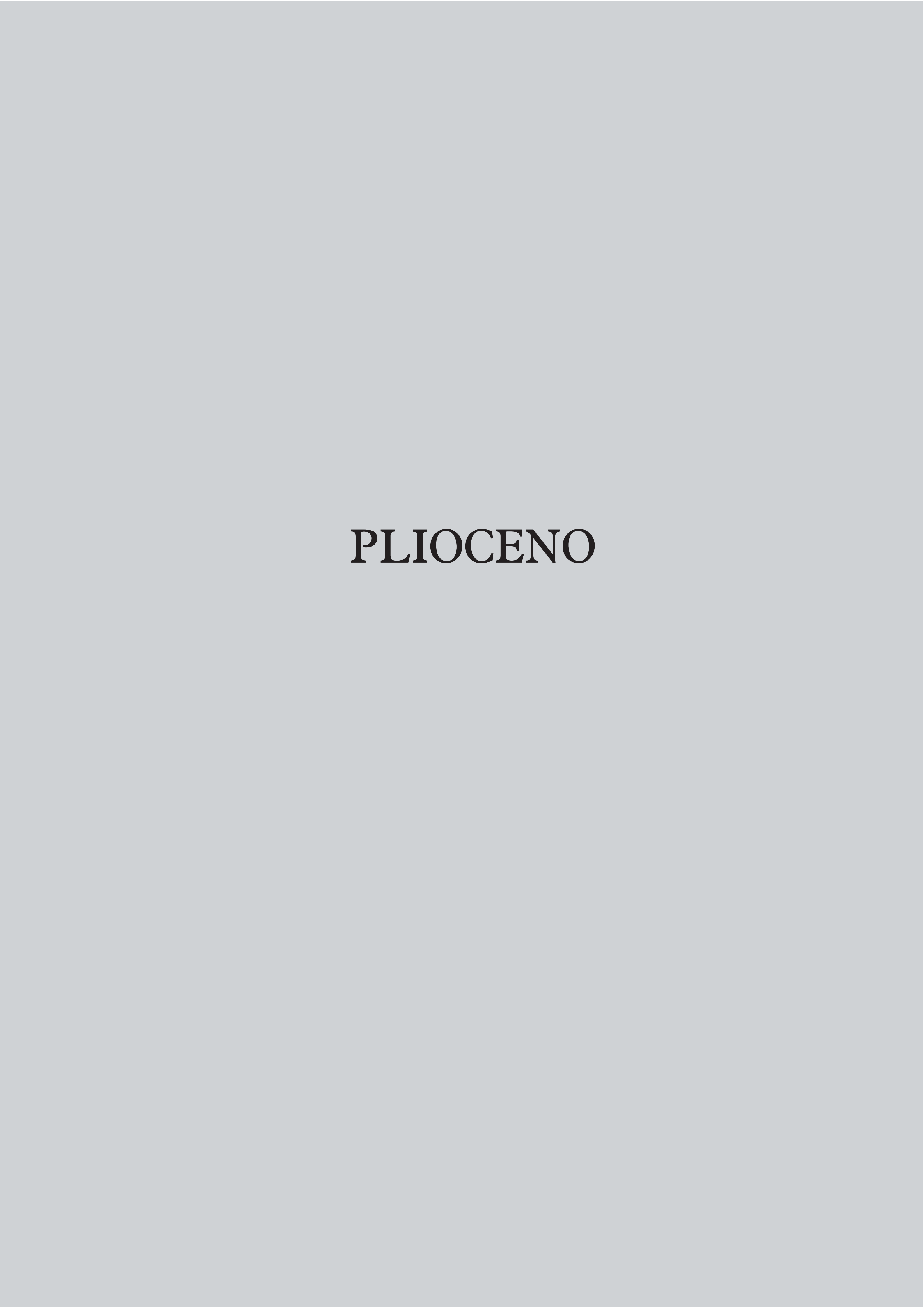
Vicente, O. M. y Villafañe, D. 1958. Relevamiento geológico de las estructuras Atamisque y El Quemado (Huayquerías del Este, Mendoza). Inédito YPF, Buenos Aires.

Vucetich, M. G., Deschamps, C. M., Vieytes, C. M., Montalvo, C. I. 2014. Late Miocene Capybaras from Argentina: Skull Anatomy, Taxonomy, Evolution, and Biochronology. Acta Palaeontologica Polonica 59: 517-535.

Yrigoyen, M. R. 1992. Revisión estratigráfica del Neógeno de la región Cacheuta-La Pilona-Tupungato, Mendoza septentrional, Argentina. XII Congreso Geol. Argentino y II Congreso de Explor. de Hidrocarburos, Actas 2: 187-199.

Yrigoyen, M. R. 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. Geología y recursos naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Explotación de Hidrocarburos, Relatorio 1: 123-148.

Yrigoyen, M. R. 1994. Revisión estratigráfica del Neógeno de las Huayquerías de Mendoza septentrional, Argentina. Ameghiniana 31: 125-138.



PLIOCENO

Estratigrafía del Plioceno de la Mesopotamia argentina

Ernesto BRUNETTO[1,3], Alejandro F. ZUCOL[2,3], Gabriela I. SCHMIDT[1], Jorge I. NORIEGA[1,3], Noelia I. PATTERER[2,3], Mariana BREA[2,3], María J. FRANCO[2,3]

[1] Laboratorio de Paleontología de Vertebrados, Centro de Investigaciones Científicas y Transferencia de Tecnología a la Producción (CICYTTP-CONICET, UADER, Prov. ER), Dr. Materi y España s/n, Diamante (E3105BWA), Entre Ríos, Argentina.
ernestobrunetto@cicyttp.org.ar; gschmidt@cicyttp.org.ar; cidnoriega@infoaire.com.ar

[2] Laboratorio de Paleobotánica, Centro de Investigaciones Científicas y Transferencia de Tecnología a la Producción (CICYTTP-CONICET, UADER, Prov. ER), Dr. Materi y España s/n, Diamante (E3105BWA), Entre Ríos, Argentina. cidzucol@gmail.com.ar; noepatt1@hotmail.com; cidmbrea@gmail.com.ar; jimenafr@gmail.com

[3] Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad Autónoma de Entre Ríos, Ruta Nacional N° 11, Km 10,5. Oro verde, Paraná, Entre Ríos, Argentina.

RESUMEN

Palabras clave:
Plioceno
Mesopotamia argentina
Litoestratigrafía
Paleontología de vertebrados
Paleobotánica

A partir de las interpretaciones paleontológicas, estratigráficas y estructurales recientes, se considera como registro del Plioceno del Noreste de Argentina a la Formación Puerto General Alvear aflorante en la faja occidental de la Provincia de Entre Ríos y la Formación San Salvador, enterrada en el subsuelo próximo a la superficie o expuesta en canteras o a lo largo de la faja centro-este de Entre Ríos. Datos bioestratigráficos basados en asociaciones faunísticas de vertebrados y datos magnetoestratigráficos sugieren una edad Plioceno-Pleistoceno inferior para la Formación Puerto General Alvear. La Formación San Salvador puede ser ubicada dentro del mismo lapso temporal sobre la base de su posición estratigráfica relativa y su correlación lateral. El análisis integrado sugiere que la Formación Puerto General Alvear se depositó en un ambiente de humedales cálidos principalmente bajo climas semiáridos, y condiciones oscilantes muy húmedas. La información paleobotánica y sedimentológica sugiere que la Formación San Salvador se depositó en ambientes fluviales, bajo climas cálidos y húmedos.

ABSTRACT

Palabras clave:
Pliocene
Mesopotamia argentina
Litostratigraphy
Vertebrate paleontology
Paleobotany

"Pliocene Stratigraphy of the Mesopotamia Argentina". Taking into consideration the recent paleontological, stratigraphic and structural interpretations, the Puerto General Alvear Formation located in western margin of the Entre Ríos Province and the San Salvador Formation exposed in quarries or buried in the shallow subsurface, along the central-eastern belt of same province, are considered to be the Pliocene record of the Northeast of Argentina. Biostratigraphic data based on faunal associations of vertebrates and magnetostratigraphic data suggest a Pliocene-lower Pleistocene age for the Puerto General Alvear Formation. The San Salvador Formation can be located within the same time span, based on its relative stratigraphic position and lateral correlation. The integrated analysis suggests that the Puerto General Alvear Formation was deposited in warm wetland environments mainly under semi-arid climates that changed to very humid conditions alternatively. The palaeobotanical and sedimentological information indicate that the San Salvador Formation was deposited in fluvial environments under humid and warm climates.

INTRODUCCIÓN

El Noreste de Argentina (NEA) comprende la Mesopotamia, la Meseta Misionera y el Chaco Oriental. La Mesopotamia es la región que corresponde al sector suroriental de la cuenca intracratónica Chaco-Paraná, con una superficie de 180.000 km2. Esta región se caracterizó por la acción geomorfológica y sedimentaria de los ríos Paraná y Uruguay durante el Cenozoico tardío. Sobre la base de este criterio, Iriondo (2010) dividió a la Mesopotamia en cinco regiones naturales: 1) Meseta basáltica misionera, 2) Mega abanico del río Paraná, 3) Humedales y fajas fluviales centrales, 4) Pampa Norte y 5) Grandes ríos (Uruguay y Paraná).

Considerando las condiciones geológicas, es decir las características litológicas y estructurales, en el presente trabajo identificamos cuatro regiones pertenecientes al NEA: Meseta basáltica misionera, Mesopotamia Norte, Mesopotamia Sur y Chaco oriental (figura 1).

Meseta basáltica misionera

Debido a las diferentes características y tipos de procesos geológicos intervinientes, es posible diferenciar la Meseta basáltica misionera de la Mesopotamia. La primera es una región caracterizada por planicies elevadas con tendencia al levantamiento debido a fuerzas geodinámicas internas. Estas planicies han estado sometidas a procesos de erosión durante el Cenozoico (Kröhling *et al*., 2011, 2012, 2014). Forma parte del extenso "plateau" basáltico que abarca el S de Brasil, SE de

Paraguay, NO de Uruguay y NE de Argentina, comprendiendo la cuenca media del río Paraná y la cuenca alta y media del río Uruguay. La Provincia de basaltos de inundación Paraná-Etendeka está relacionada a la apertura del Océano Atlántico del Sur, durante la ruptura del Gondwana occidental. Son basaltos toleíticos que datan entre 135 y 130 Ma (Peate *et al.*, 1990; Milner *et al.*, 1995; Torsvik *et al.*, 2009). Es un sistema de superficies elevadas de bajo relieve separadas por escarpas muy pronunciadas que fueron producidas por incisión fluvial. La erosión generó profundos valles y meandros encajados. Son sistemas fluviales desarrollados sobre lecho rocoso con incisión de cauces y escasa preservación de depósitos. Los sedimentos depositados por el Paraná y el Uruguay en esta región han sufrido un alto grado de reciclado por erosión y transporte (Iriondo y Brunetto, 2016), motivo por el cual en ese sector no se registran depósitos del Plioceno. Cuatro niveles de paleosuperficies, que representan ciclos de erosión de edades diferentes, fueron propuestos por King (1956) para la Meseta Basáltica Paranaense: 1) Superficie Gondwánica (Cretácico superior); 2) Superficie Sul-Americana (Terciario inferior); 3) Superficie de Velhas (Terciario superior); 4) Superficie de Paraguaçú (Plioceno-Pleistoceno). Mediante técnicas morfométricas modernas pudo confirmarse su existencia y pudieron reconstruirse los límites y rangos de elevaciones de las cuatro paleosuperficies principales y otros niveles secundarios dentro de ellas (Kröhling *et al.*, 2011, 2014).

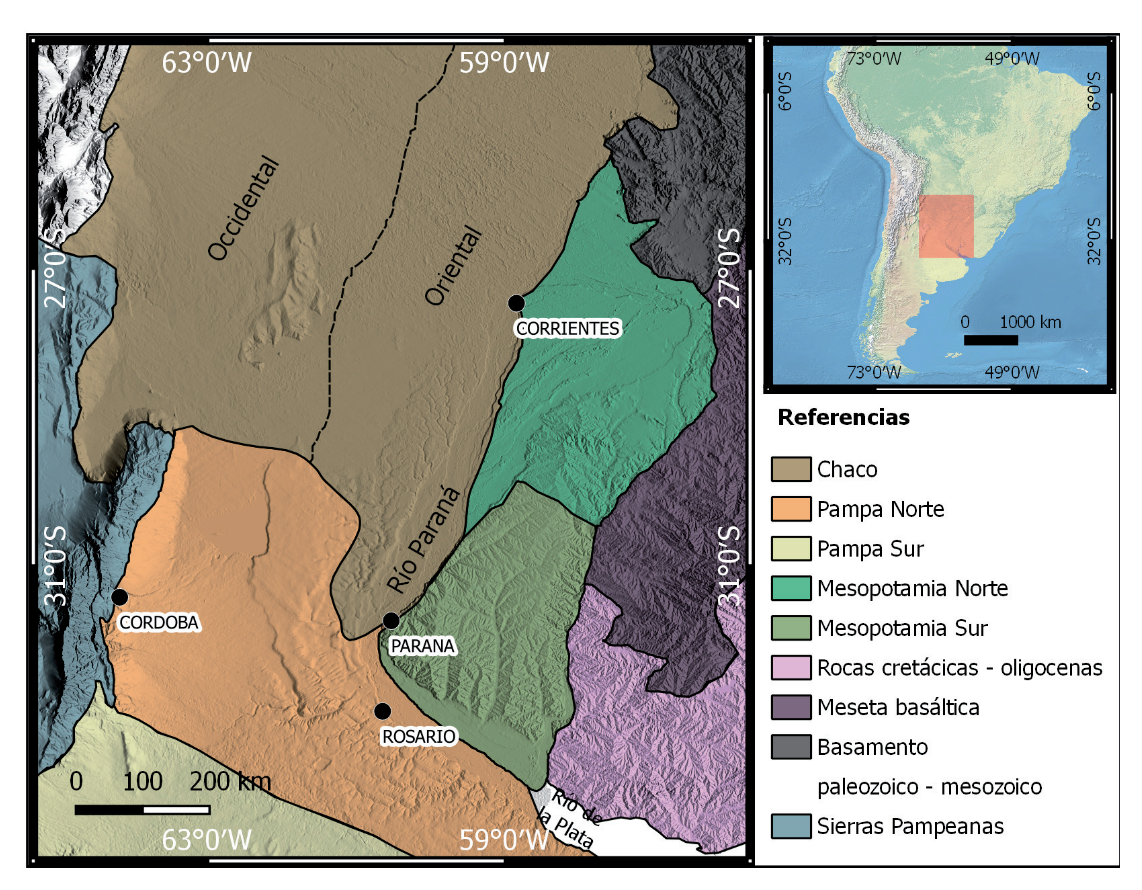


Figura 1. Mapa de las regiones geológicas del NEA: Chaco oriental, Mesopotamia Norte, Mesopotamia Sur y Meseta basáltica. Centro: Pampa Norte y Pampa Sur.

Mesopotamia Norte

Es la región dominada por el mega-abanico aluvial del río Paraná y los humedales del Iberá, que manifiesta una clara tendencia al hundimiento (subsidencia), el cual ha generado el espacio de acomodación de un potente sistema sedimentario (Formación Ituzaingó). El registro Cenozoico tardío de esta región es el resultado principalmente de la depositación de un mega sistema fluvial integral y dinámico formado por la interacción de los ríos Parapetí, Pilcomayo, Bermejo, Paraguay y Paraná (Iriondo y Brunetto, 2016). Estos sistemas depositacionales coalescen y confluyen conformando el relleno de una gran cuenca de antepaís abierta al sur, ubicada en el eje de la cuenca de los ríos Paraguay y Paraná (Brunetto y Soffiantini, 2016). La acción de uno y otro sistema ha dominado alternativamente durante el Cenozoico tardío, controlada por cambios climáticos, tectónicos y del nivel del mar como nivel de base de los sistemas fluviales. Estos cambios han quedado registrados por la presencia de sistemas de terrazas situadas en diferentes rangos de elevaciones. Hay evidencias de antiguas conexiones entre los ríos Paraguay y Paraná con la cuenca del río Uruguay (Iriondo y Kröhling, 2008; Iriondo y Brunetto, 2016; Brunetto y Soffiantini, 2016). También se han registrado episodios subordinados de sedimentación eólica interdigitados en las secuencias fluviales (Orfeo e Iriondo, 2010). Los datos geocronológicos recientemente reportados por Orfeo *et al.* (2014), sugieren que en esta región todos los depósitos que afloran en superficie corresponden al Pleistoceno, y el registro del Plioceno se encuentra enterrado en el subsuelo bajo la cubierta sedimentaria cuaternaria. En el sector S de esta región afloran basaltos de la Formación Serra Geral (Cretácico inferior), depósitos de la Formación Puerto Yeruá (Cretácico superior) y de la Formación Fray Bentos (Oligoceno superior). Esta región elevada es conocida como la meseta de Mercedes (Herbst y Santa Cruz, 1985).

Mesopotamia Sur

El centro-sur de la Mesopotamia se caracteriza por la presencia de paleo-humedales y fajas fluviales, cuya evolución está representada durante el Plioceno-Pleistoceno inferior por la Formación Puerto General Alvear (FPGA) en el sector occidental, por la Formación San Salvador (FSS) en el sector oriental, y durante el Pleistoceno inferior por las formaciones La Juanita en el SO y Hernandarias en toda la región norte y centro-este de Entre Ríos (figura 2; tabla 1). Es una región actualmente sometida a erosión por incisión fluvial la cual ha producido una intensa morfogénesis cuaternaria que generó el paisaje actual de colinas (Iriondo, 1998).

Chaco oriental

Es la región de humedales correspondiente al sector distal de los mega-abanicos de los ríos Pilcomayo, Bermejo y Salado (Iriondo, 1993, 2010). Es una región con

tendencia a la subsidencia por lo cual el registro del Plioceno generado por estos sistemas depositacionales, se encuentra muy probablemente en subsuelo.

ESTRATIGRAFÍA DEL PLIOCENO DEL NORESTE DE ARGENTINA. ANTECEDENTES GENERALES

El Plioceno de la región Noreste de Argentina ha sido referido de manera difusa a partir de la observación de las posiciones estratigráficas relativas de los diferentes niveles aflorantes, principalmente en las barrancas de la margen izquierda del río

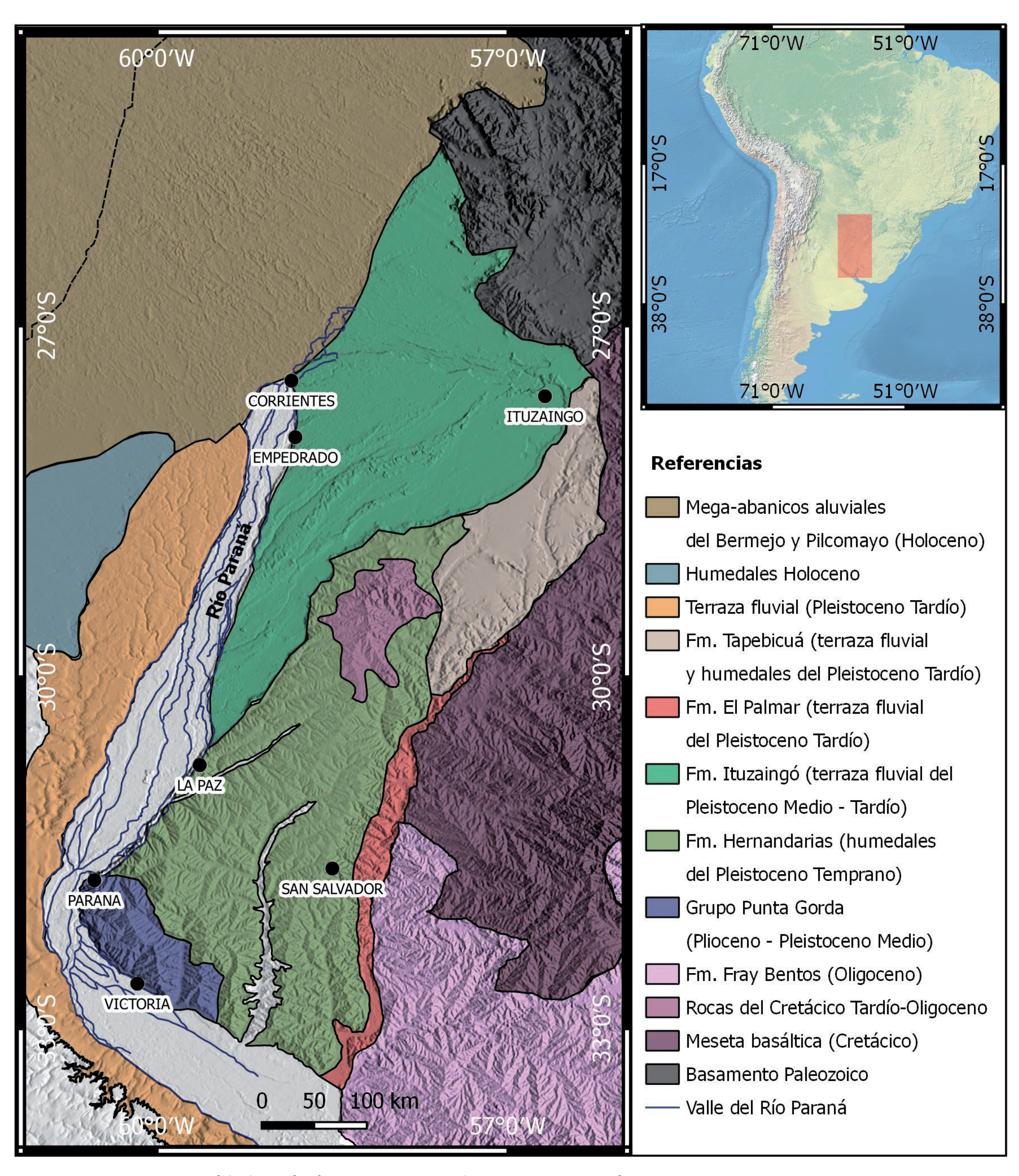


Figura 2. Mapa geológico de la Mesopotamia Sur y Oeste de Uruguay.

Tabla 1. Cuadro cronoestratigráfico del Cenozoico tardío de la Mesopotamia Sur.

Ma	Sistema	Series	Subseries/Piso	Crones	Registro Paleomagnético	Pisos Sudamericanos	Unidades Litoestratigráficas: Sur de Entre Ríos	Norte de Entre Ríos	Este de Entre Ríos	Oeste y SO Uruguay
0	Holoceno					Platense	Fm. San Guillermo Fm. La Picada	Fm. La Picada	Fm. Concordia	
0.1			Tardío			Lujanense	Fm. Tezanos Pinto Fm. Salto Ander Egg	Fm. Tezanos Pinto Fm. Arroyo Feliciano	Fm. Tezanos Pinto Fm. El Palmar	Fm. Salto ciclo 2
0.2							?			
0.3										
0.4										
0.5			Medio	Brunhes		Bonaerense				
0.6										
0.7										
0.8				0.78						
0.9										
1.0				0.99	Jaramillo					
1.1				1.07						Formación Salto ciclo 1
1.2	Cuaternario	Pleistoceno								
1.3						Ensenadense	Formación Punta Gorda			
1.4										
1.5								Formación Hernandarias	Formación Hernandarias	
1.6			Temprano	Matuyama						
1.7										
1.8				1.77						
1.9					Olduvai		Formación La Juanita			
2.0				1.95			Grupo Punta Gorda			
2.1										
2.2						Sanandresense	??	??	??	
2.3										??
2.4										
2.5						Marplatense: Vorohuense				
2.6				2.58			Formación Puerto General Alvear	Formación Puerto General Alvear	Formación San Salvador	
2.7	Neógeno	Plioceno		Gauss						Formación Raigón
2.8										
2.9						Barrancalobiano				
3.0				3.04	Kaena					
3.1				3.11						
3.0		Plioceno		3.58		Chapadmalalense	Formación Puerto General Alvear	Formación Puerto General Alvear		
4.0				Gilbert					??	Formación Raigón
5.0						Montehermosense				
6.0				5.89		?		Ituzaingó Formation		??
7.0	Neógeno	Mioceno								
8.0						Huayqueriense				
9.0						Chasiquense	Formación Paraná	Formación Paraná		Formación Camacho
10.0										

Paraná. Tradicionalmente se ha interpretado la sección basal de la Formación Ituzaingó como representativa de este sistema estratigráfico, sin reportar datos geocronológicos (Herbst, 1971, 2000; Chebli *et al.*, 1999). Dicha presunción fue sustentada en la asignación de una edad pliocena para la asociación faunística del denominado "conglomerado osífero" aflorante en las barrancas del Paraná, en el norte de Entre Ríos (Herbst, 2000). Los estudios de la Formación Ituzaingó parten del supuesto que fue depositada durante el Plio-Pleistoceno inferior, correspondiendo a los sedimentos continentales de origen fluvial desarrollados con posterioridad a las fases regresivas del "Mar Paranense". La denominación fue creada por De Alba (1953) y desde entonces ha prevalecido en la literatura geológica y paleontológica (Iriondo

y Rodríguez, 1973; Gentili y Rimoldi, 1979; Iriondo, 1980; Herbst y Santa Cruz, 1985; Jalfin, 1988; Cione *et al.*, 2000). Posteriormente, se asignó una edad miocena tardía a los niveles basales de la Formación Ituzaingó expuestos en Entre Ríos, sobre la base de análisis detallados de la fauna de vertebrados fósiles y su correlación regional (Cione *et al.*, 2000; Brandoni, 2013).

Teniendo en cuenta las interpretaciones paleontológicas, estratigráficas y geológicas recientes se considera como registro del Plioceno del NEA: 1) a una parte de la sección de la Formación Ituzaingó y otras unidades intercaladas, enterradas en el área de subsidencia de la cuenca Chaco-Paraná de Corrientes y el este de Chaco; 2) a la Formación Puerto General Alvear aflorante en la faja occidental de Entre Ríos; y 3) a la Formación San Salvador, expuesta en canteras o enterrada en el subsuelo próximo debajo de la Formación Hernandarias, a lo largo de la faja centro-este de Entre Ríos (figura 3).

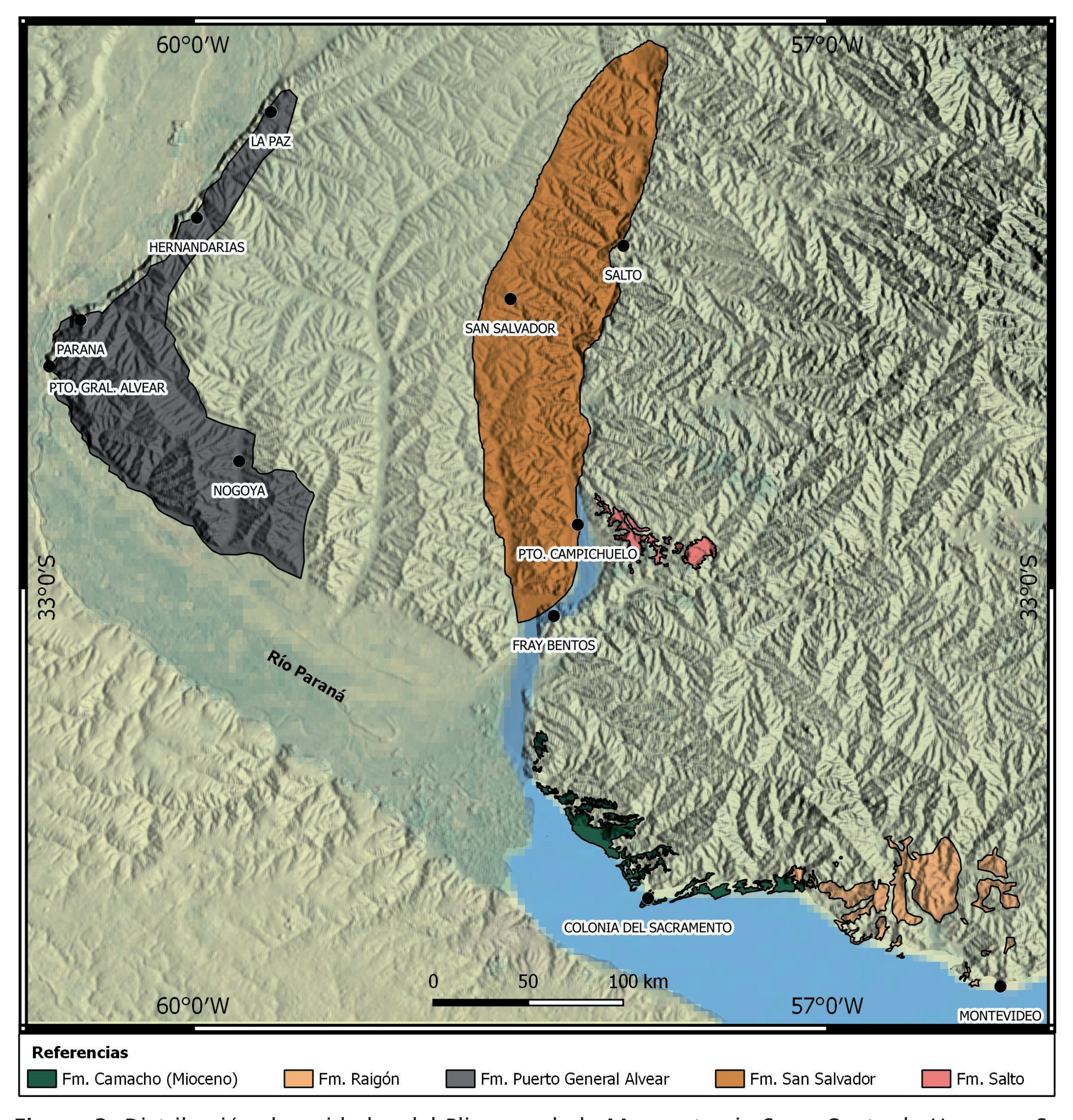


Figura 3. Distribución de unidades del Plioceno de la Mesopotamia Sur y Oeste de Uruguay. Se presenta también el área donde aflora la Formación Camacho de edad Mioceno tardío.

LITOESTRATIGRAFÍA Y PALEONTOLOGÍA DEL PLIOCENO

Formación Ituzaingó (subsuelo de Corrientes)

La sección estratigráfica de la Formación Ituzaingó que corresponde al Plioceno muy probablemente se encuentra en el subsuelo de Corrientes y Chaco, donde se registran los espesores máximos de dicha unidad sedimentaria (Herbst *et al.*, 1976; Herbst y Santa Cruz, 1985). En la perforación de la ciudad de Corrientes, se reportaron 160 m de espesor de la Formación Ituzaingó (Perforación 1, INCYTH, 1977). El contacto basal de las arenas fluviales con la Formación Paraná se ubica a 160 m bajo la boca de pozo. Los depósitos más antiguos reportados aflorantes en superficie, corresponden al Pleistoceno con edades de 257 y 527 ka (Orfeo *et al.*, 2014). Estos datos pertenecen a las exposiciones de mayor potencia observadas en las barrancas del Paraná, en proximidades de las localidades de Ituzaingó y Empedrado, respectivamente. Las muestras fueron extraídas en perfiles que corresponden a los interfluvios de los cauces actuales, cuyas superficies están sometidas actualmente a erosión. Las edades mayores obtenidas indican que dichos interfluvios corresponden a los relictos de terrazas altas del abanico generado por el río Paraná (Brunetto y Soffiantini, 2016). La presencia de terrazas marca antiguos niveles del perfil de equilibrio del sistema debido a causas que aún no han sido determinadas.

La reinterpretación de la edad del conglomerado basal de la Formación Ituzaingó (Brandoni, 2010, 2013) permite inferir que la columna que aflora en las barrancas del Paraná en la provincia de Entre Ríos resulta más antigua. Recientes interpretaciones regionales del registro estratigráfico proponen que la región sur de la Mesopotamia ha estado sufriendo levantamiento durante el Cuaternario, motivo por el cual afloran las sedimentitas correspondientes al Mioceno tardío (Brunetto, 2012; Brunetto *et al.*, 2013a, 2013b). Contrariamente, la región norte de la Mesopotamia es un ambiente de cuenca sedimentaria en la cual se han depositado más de 100 m de depósitos continentales cenozoicos tardíos (figura 4). A pesar de no contar con estudios detallados, es razonable estimar que el registro plioceno se encuentra enterrado en el subsuelo de Corrientes, Este de Formosa y Chaco y Sur de Paraguay. De acuerdo a las descripciones de pozos y correlaciones regionales, dicho registro estaría representado por una sucesión fluvial y niveles de paleo-humedales intercalados, depositados en la cuenca del río Paraná (Brunetto y Soffiantini, 2016).

Paleobotánica. Los trabajos sobre palinomorfos de la Formación Ituzaingó (Anzótegui, 1975; Caccavari y Anzótegui, 1987; Garralla, 1987; Anzótegui y Acevero, 1995), realizados en diferentes localidades de la Provincia Corrientes (Punta del Rubio, Santa Lucía y Villa Olivari), y el estudio detallado de 15 morfotipos de cutículas halladas en localidad fosilífera de Riachuelo (Anzótegui, 1980) permitió postular la existencia de las siguientes paleocomunidades: lagunas de aguas salobres, que podrían indicar una relación con ambientes marinos (Anzótegui, 1975); bosques en galerías, asociaciones florísticas relacionadas a cursos de agua, en zonas de llanuras o pendientes suaves (Anzótegui, 1980; Anzótegui y Lutz, 1987; Anzótegui y Acevero, 1995); elementos similares a los del Cerrado de Brasil, indicando un paleoclima tropical , con régimen de lluvias estacionales (Caccavari y Anzótegui, 1987);

condiciones lacunares, pequeños cuerpos de agua que habrían sido colonizados por vegetación (Garralla, 1987).

Hasta la actualidad, sólo se ha dado a conocer un leño fósil silicificado, *Mimosoxylon* sp., de la Formación Ituzaingó, hallado en la Provincia de Corrientes. Este ejemplar proviene de la localidad fosilífera de Punta del Rubio, es afín a la Familia Leguminoseae, Subfamilia Mimosoideae y está estrechamente relacionado al género actual *Acacia* Miller (Lutz, 1991). La presencia de *Mimosoxylon* sp. podría indicar el desarrollo de bosques xerófilos en la región (Lutz, 1991; Anzótegui y Lutz, 1987). Recientemente se reportaron leños fósiles de angiospermas carbonizados, con muy poca preservación, los cuales fueron encontrados en la localidad de Bella Vista, junto a cutículas que aún no han sido estudiadas (Franco, 2011).

Estas asociaciones tradicionalmente han sido atribuidas a un período Plio-Pleistoceno en sentido general, dado que no existía un marco cronoestratigráfico más preciso. No obstante, considerando los nuevos aportes a la cronoestratigrafía de la región (Brandoni, 2013; Brunetto *et al*., 2013a; Iriondo y Brunetto, 2016; Brunetto y Soffiantini, 2016; figura 4), los nuevos datos geocronológicos (Orfeo *et al*., 2014) y las discusiones que se presentan en esta contribución, es posible sostener que el registro paleobotánico proveniente de la Formación Ituzaingó en la provincia de Corrientes, corresponde al Cuaternario.

Formación Puerto General Alvear (FPGA)

Originalmente, esta unidad fue definida como Formación Alvear (Iriondo, 1980). Sin embargo, debido a incompatibilidades de nomenclatura estratigráfica fue referida posteriormente de diferentes formas: Formación Puerto Alvear (Iriondo, 1998), Formación General Alvear (Aceñolaza, 2007) y Formación Puerto General

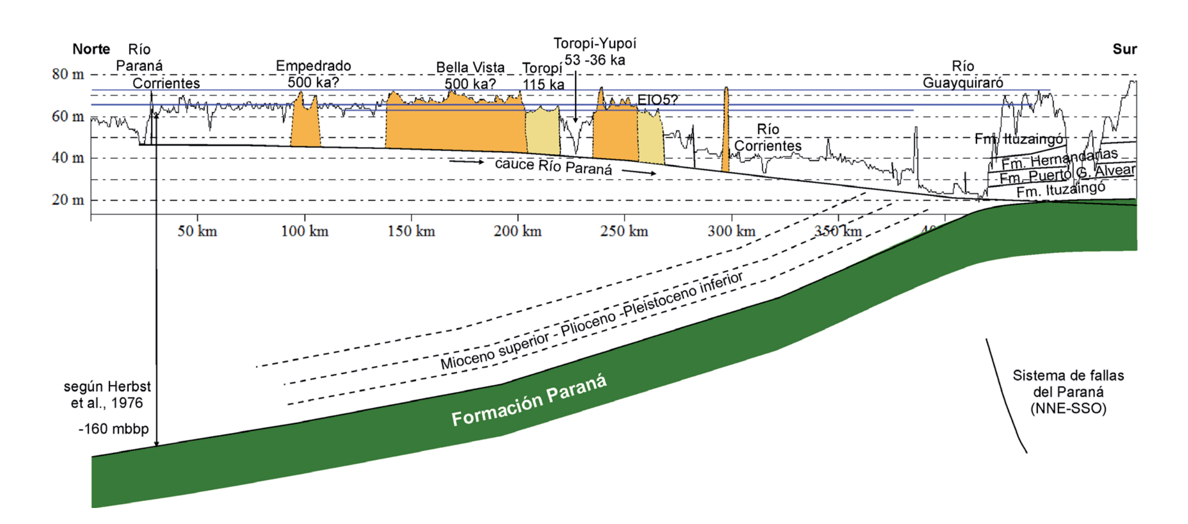


Figura 4. Interpretación estructural de la estratigrafía del Cenozoico tardío de la Mesopotamia en una sección a lo largo de la margen izquierda del río Paraná (Brunetto y Soffiantini, 2016). Las edades numéricas están basadas en datos geocronológicos de Kruck *et al*. (2011) y Orfeo *et al*. (2014).

Alvear (Brunetto *et al*., 2015). El área tipo se encuentra en la barranca del Paraná y en perfiles de canteras localizadas en el paraje Puerto General Alvear. El perfil tipo está ubicado a 40 km al sur de la ciudad de Paraná, en el SO de Entre Ríos (31°18'00" S; 60°41'02" O). Esta unidad fue incluida en el Grupo Punta Gorda por Iriondo y Kröhling (2008, tabla 1) conjuntamente con las unidades suprayacentes, denominadas Formación La Juanita y Formación Punta Gorda.

Litología.— Esta sección sedimentaria se compone principalmente por un limo arcilloso a arcilla limosa que presenta laminación plana difusa, de color marrón claro con variaciones que pasan de oliva claro al amarillo, revestido por abundantes pátinas negras de sesquióxidos de hierro y manganeso. La característica distintiva de campo es la presencia de una red carbonática de origen freático, formada por tabiques horizontales de forma ondulada, unidos por tabiques verticales menos conspicuos. Se diferencian un miembro inferior (más calcáreo) y un miembro superior, separados por un paleosuelo en la localidad tipo y por una discordancia intraformacional en otras localidades.

Distribución y espesor.— La FPGA se encuentra expuesta en la barranca de la margen izquierda del río Paraná (O de Entre Ríos) y aflora en forma casi continua a lo largo de 300 km desde la ciudad de La Paz hasta el sur de Victoria, aproximadamente hasta el arroyo Nogoyá (figura 3). Abarca una extensión lateral que oscila entre 10 a 15 km desde la costa. La potencia de la FPGA varía entre 5 y 9 m.

Relaciones estratigráficas.— La FPGA apoya en paraconcordancia sobre Formación Ituzaingó (Mioceno tardío) a lo largo de la margen NO de Entre Ríos, desde La Paz hasta Paraná. Las estructuras generadas por pedogénesis en la FPGA, transgreden el contacto, afectando el tope de la Formación Ituzaingó. La FPGA apoya en discordancia sobre los depósitos de la fase de regresión marina de la Formación Paraná (Mioceno tardío) a lo largo de la faja SO de Entre Ríos, desde la ciudad de Paraná. Está cubierta mediante contacto erosivo por las formaciones Hernandarias y La Juanita (Pleistoceno inferior; Iriondo y Kröhling, 2008) al norte y al sur de Paraná, respectivamente.

Ambiente depositacional.— La asociación de facies, los elementos arquitecturales y la distribución geográfica de la FPGA muestran un ambiente palustre de extensión regional. Considerando dicha distribución espacial regional, Iriondo (1998) interpretó que la extensa superficie de humedales ocupaba una faja fluvial abandonada por el río Paraná; como así también que los pantanos eran consecuencia de un elevado nivel freático con variaciones temporales y el aporte de aguas bicarbonatadas que precipitaban en la zona de surgencia. Ese ambiente resultó una eficaz trampa de sedimentos para el polvo eólico que llegaba a la región desde el sudoeste (Iriondo, 1998; Iriondo y Kröhling, 2008). Este paquete sedimentario fue depositado durante un intervalo de clima dominantemente semiárido de características típicamente pampeanas (Iriondo, 1980, 1998, 2010). Sin embargo, la presencia de algunas estructuras tractivas de baja energía, las facies sedimentarias de limos laminados y

la depositación pedogenética de óxidos de hierro y de manganeso, señalan también la existencia de pulsos climáticos con mayor disponibilidad hídrica.

Contenido paleobotánico.— Los registros paleobotánicos de la FPGA se basan en la asociación fitolítica hallada en su área tipo, la localidad de Puerto General Alvear (Departamento Diamante, Entre Ríos). Esta asociación fitolítica indica la presencia de una paleocomunidad dominada por Arecaceae y un alto porcentaje de Poaceae de los tipos meso y megatérmicos. En la actualidad estos componentes florísticos se encuentran en la región litoral, formando núcleos reducidos de palmares relictuales, relacionados con condiciones microambientales, considerados actualmente las sabanas más australes de Sudamérica. Evidencia de una flora cálida que en otros tiempos se hallaba más extendida en la región (Zucol *et al*., 2004; Zucol y Brea, 2005; Brea y Zucol, 2011). Esta paleoflora se habría desarrollado localmente en condiciones semiáridas, en ambientes de características típicamente pampeanas.

Paleovertebrados.— Los primeros mamíferos plio-pleistocénicos reportados en la Mesopotamia proceden de la barranca alta de la margen sur del arroyo La Ensenada, a 300 m aproximadamente al N de su desembocadura en el río Paraná, Departamento Diamante, Entre Ríos. Estos sedimentos se corresponden con los niveles más basales del grupo Punta Gorda (=Formación Puerto Alvear, Iriondo, 1980). Los restos fósiles hallados en estos depósitos consisten en roedores [cf. *Dolicavia*, un taxón afín a *Paleocavia-Cavia*, *Phugatherium*?, *Lagostomus* (*Lagostomopsis*) sp., *Paramyocastor diligens* y *Eumysops* sp.] y en el notoungulado hegetotérido *Paedotherium* cf. *typicum* (Noriega *et al*., 2006; Candela *et al*., 2007). A este incipiente elenco faunístico, Schmidt *et al*. (2011) sumaron nuevos hallazgos procedentes del mismo nivel, correspondiendo a ejemplares referidos al orden Litopterna (Proterotheriidae indet.) y Notoungulata (Toxodontidae indet. y Hegetotheriidae: *Paedotherium* cf. *typicum*). Más recientemente, se encontró un premolar inferior derecho (p4?) de otro Litopterna, pero de la familia Macraucheniidae, lo que constituye el primer registro de macrauquénidos en la FPGA (datos no publicados).

La fauna registrada en estos niveles fue atribuida en principio a la edad pliocena tardía (Marplatense?) (Candela *et al*., 2007; Schmidt *et al*., 2011). Asimismo, en virtud de las modificaciones sufridas recientemente por la escala geocronológica/cronoestratigráfica internacional (ICS), Ferrero (2013) señaló que la mastofauna hallada en los sedimentos de la FPGA representaría la primera asociación para el Pleistoceno más temprano. Sin embargo, la presencia de ciertos taxones de roedores (e.g. *Lagostomus*, *Paramyocastor*, *Eumysops*, *Cavia* cf. *galileoi*) brinda la posibilidad de ampliar el rango temporal de la asociación hasta el Montehermosense (límite Mioceno-Plioceno) por un lado y el hasta el subpiso Sanandresense (base del Pleistoceno inferior) por el otro. De esta manera, el significado biocronológico del registro no permite por el momento acotar con mayor precisión la edad de la asociación, aunque si referirla al Plioceno-Pleistoceno temprano (Noriega *et al*., 2006; Brunetto *et al*., 2007; Ferrero, 2013).

Desde un punto de vista paleoambiental, las características sedimentológicas de la FPGA, junto a muchos de los roedores y hegetotéridos reconocidos, sugieren

la presencia de tierras bajas, abiertas y más áridas que aquellas propuestas para períodos anteriores (Mioceno tardío) en la región mesopotámica ("Mesopotamiense", Formación Ituzaingó) (Candela *et al*., 2007). No obstante, la presencia de un proterotérido con dentición de corona relativamente baja (braquiodonte) es indicativo de alguna forma ramoneadora o que se alimentaba de especies arbustivas y, por lo tanto, habitante de ambientes más bien cerrados del tipo sabanas arboladas (Soria, 2001; Bond *et al*., 2001; Ubilla *et al*., 2011). Estas inferencias se han visto respaldadas recientemente a partir de investigaciones que involucran al proterotérido pleistoceno *Neolicaphrium recens*. Estudios de isótopos (´13C) en piezas dentarias apoyan la hipótesis de que este taxón habitó ambientes de bosques cerrados a semi-abiertos y análisis de microdesgaste dentario lo caracterizan como un tipo ramoneador (Corona *et al*., 2016; Morosi y Ubilla, 2017). El registro en el área de megaherbívoros pastadores como los toxodontes (basado en fragmentos de dientes) sería indicativo de zonas abiertas y cercanas a cuerpos de agua (Miño Boilini *et al*., 2006; Tomassini *et al*., 2015), aunque otros estudios basados en el esqueleto postcraneal sugieren para estos animales un modo de vida adaptado a ambientes abiertos antes que semiacuáticos (MacFadden, 2005). Finalmente, el reporte de un macrauquénido manifiesta la presencia de animales predominantemente cursoriales y con un tipo de alimentación ramoneador-pacedor (Bond *et al*., 1995). Por lo expuesto, es posible interpretar –en función de la fauna encontrada hasta el momento– que durante la depositación de la FPGA el paisaje contemplaba un mosaico de hábitats, donde la oferta de espacios para el desarrollo de cada uno de los taxones habría sido variada.

Edad.— La edad de la FPGA Alvear más probable es Plioceno, basada en el análisis del contenido faunístico y la información de polaridades magnéticas. Presenta una asociación de mamíferos fósiles principalmente del Plioceno (Montehermosense-Marplatense) (Candela *et al*., 2007; Noriega *et al*., 2006). La interpretación de los datos de polaridad magnética es controversial, correspondiendo a polaridades normales en la base y reversas en el tope (Bidegain, 1991). A partir de los datos paleomagnéticos disponibles la sedimentación había sido ubicada dentro del cron Matuyama inferior (Bidegain, 1991; Iriondo, 1998; Iriondo y Kröhling, 2008). La evidencia paleontológica sugiere que la edad podría extenderse inclusive hasta la base del Plioceno (Montehermosense) sobre la base del rango de taxones (Candela *et al*., 2007). Si se considera conjuntamente el contenido fósil y la información paleomagnética, es probable que los sedimentos de la FPGA se depositaran durante los crones Gauss/Matuyama (eventos de polaridad normal en la base y polaridad reversa en la transición C2A/C2) o inclusive en la sucesión Gilbert/Gauss (eventos de polaridad normal en la base y polaridad reversa en la transición de los crones C3/C2A) (ver tabla 1).

La Formación La Juanita, suprayacente a la FPGA, presenta polaridad inversa por lo que ha sido asignada al cron Matuyama (Bidegain, 1991; Iriondo, 1998; Iriondo *et al*., 2000; Kröhling, 2001; Iriondo y Kröhling, 2008; Walther *et al*., 2013) sin poder ser confirmado si corresponde a Matuyama-C1 o Matuyama-C2 (Walther *et al*., 2013). Por esta razón la Formación La Juanita es ubicada en el Pleistoceno inferior y constituye una restricción de la edad de la FPGA.

En síntesis, los datos disponibles analizados integralmente permiten ubicar la edad de la FPGA probablemente desde el inicio del Plioceno, siendo factible extender el rango de edad a la base del Pleistoceno inferior.

Formación San Salvador (FSS)

La Formación San Salvador fue definida por Iriondo y Kröhling (2007, 2008), quienes se basaron principalmente en datos de pozos. Esta unidad constituye el principal acuífero de la provincia de Entre Ríos. Ocupa una faja de 50 a 100 km de ancho y 300 km de longitud, en el subsuelo del Este de Entre Ríos (figura 3). Esta unidad, la cual aún carece de una descripción tipo, aparece en superficie en una cantera próxima a San Salvador (31°46'2" S, 58°22'4" O), con un espesor de aproximadamente 3 m. En dicha exposición se observa la Formación Hernandarias apoyada sobre la FSS, en contacto discordante. Hay exposiciones superficiales en otra cantera en Puerto Campichuelo, en el Sureste de Entre Ríos (Iriondo y Kröhling, 2007) y en las canteras Salvia (Colón) y Scévola (Concordia) (Patterer, 2015). En todas ellas, la Formación Hernandarias sobreyace la FSS en forma discordante.

La Formación San Salvador está constituida por arenas gruesas con niveles de gravas y cantos rodados que fueron interpretadas como facies de canal (Iriondo y Kröhling, 2007). Dicha facies muestra espesores de 10 a 30 m y está compuesta por arenas cuarzosas medianas a gruesas. Los clastos están constituidos principalmente por calcedonia, con escasos clastos de basalto y areniscas retrabajadas. También se encuentran depósitos de arenas arcillosas, de 2 a 6 m de potencia, atribuidos al relleno de cauces abandonados. Mientras que un tercer nivel descripto, de 4–8 m de espesor, corresponde a arcillas grises, interpretadas como facies de pantano (Iriondo y Kröhling, 2007). Dichos autores interpretaron que la FSS fue un sistema fluvial meandriforme de gran extensión que ocupaba el centro-este de la provincia de Entre Ríos. Este sistema regional es hoy un paleocauce enterrado el cual posiblemente correspondía a la unión de los ríos Paraná y Uruguay, dado que presenta características sedimentológicas y mineralógicas de ambos ríos (Iriondo y Kröhling, 2007, 2008)

Iriondo y Kröhling (2007, 2008) distinguen esta unidad estratigráfica de la Formación El Palmar (Iriondo, 1980), la cual aflora en la terraza alta del río Uruguay actual. Tradicionalmente ambas formaciones fueron consideradas como una única unidad estratigráfica denominada informalmente Salto Chico (Rimoldi, 1963; Gentili y Rimoldi, 1979), que fue correlacionada con la Formación Salto de Uruguay (Bossi, 1969). La denominación Formación Salto Chico fue principalmente empleada para indicar el acuífero de Entre Ríos (Bertolini *et al.*, 1988; Aceñolaza, 2007), como parte del Sistema Acuífero Salto-Salto Chico (Aceñolaza, 2007). Sin embargo, este esquema no consideraba la relación estratigráfica entre los depósitos fluviales antiguos (Formación San Salvador) y los depósitos del Pleistoceno tardío (Formación El Palmar). Existe una clara desconexión estratigráfica entre ambos sistemas sedimentarios los cuales están separados por la Formación Hernandarias, una unidad estratigráfica de extensión regional y con una potencia de hasta 20 m. La Formación Hernandarias (acuícludo) representa un extenso lapso de tiempo y

un gran cambio en las propiedades hidrodinámicas del subsuelo, lo cual confiere una identidad diferente a las dos unidades acuíferas (Iriondo y Kröhling, 2007).

La FSS posiblemente se correlaciona con el ciclo sedimentario inferior de la secuencia depositacional Salto de Uruguay. Estos depósitos fueron datados en 986±100 ka y 830±95 ka, mediante Termoluminiscencia (TL) por Veroslavsky y Ubilla (2007). Probablemente las edades reales resulten fuera de rango del método de datación y puedan ser más antiguas aún que las obtenidas por dichos autores (Kröhling, 2009). El esquema estratigráfico de la costa entrerriana del río Uruguay San Salvador/El Palmar corresponde a la secuencia Salto inferior/Salto superior de la costa uruguaya, representando dos escalas del registro: Plio-Pleistoceno inferior y Pleistoceno superior. El rasgo distintivo de la sucesión entrerriana es la presencia de una unidad de entidad regional (Formación Hernandarias) entre las dos unidades de origen fluvial (formaciones San Salvador/El Palmar).

Paleobotánica.— El registro paleobotánico de esta unidad está representado por asociaciones fitolíticas descriptas en dos perfiles estratigráficos de las localidades fosilíferas Salvia (Colón, Entre Ríos) y Concordia (Concordia, Entre Ríos). En el perfil Salvia, las asociaciones fitolíticas caracterizan paleocomunidades de bosques y palmares en el estrato arbóreo y gramíneas meso y megatérmicas conformando el estrato herbáceo. En el perfil Concordia las asociaciones definieron paleocomunidades conformadas por bosques estratificados y palmares, con una presencia importante de elementos que conformaban el sotobosque de gramíneas bambusoideas. El estrato herbáceo resultó escaso y principalmente de gramíneas megatérmicas. Estas asociaciones vegetales debieron desarrollarse en las proximidades de cuerpos de aguas de rápidos o saltos de ambientes húmedos con la presencia de plantas acuáticas (Patterer, 2015). Estas paleocomunidades describen características megatérmicas con elevada disponibilidad hídrica.

CONSIDERACIONES FINALES

Discusión sobre la edad

El registro del Plioceno del NEA en superficie puede ser referido a la Formación Puerto General Alvear, sobre una faja de unos 10 a 30 km a lo largo de toda la margen Oeste de Entre Ríos y a la Formación San Salvador, en una faja elongada de 50 a 100 km de ancho, ubicada en el Centro-Este de Entre Ríos (figura 3). Ambas unidades están cubiertas por la Formación Hernandarias de edad estimada Pleistoceno inferior. Dicha interpretación está basada en datos de polaridad magnética (Iriondo *et al.*, 2000; Kröhling, 2001; Iriondo y Kröhling, 2008). La posición estratigráfica relativa de la FPGA y la FSS respecto a la suprayacente Formación Hernandarias permite correlacionarlas lateralmente y ubicarlas aproximadamente en una edad pliocena en sentido general. La FPGA presenta mayores evidencias que permiten asignarla al Plioceno dado que cuenta con datos bio y magnetoestratigráficos. Debido a que no hay un control estratigráfico claro en la base de la FSS,

y la única referencia es la presencia en superficie de la Formación Fray Bentos (Oligoceno superior) en la margen del río Uruguay, no es posible establecer claramente una edad inferior para dicha unidad. No obstante, en el SO de Uruguay aflora la Formación Camacho, representativa de la ingresión miocena tardía y subyacente a la Formación Raigón de origen fluvial (Sprechmann *et al*., 2000). Si bien no hay evidencia cronoestratigráfica conclusiva que permita afirmar una edad para la Formación Raigón, sobre la base del contenido fósil mastofaunístico, puede situarse en un amplio rango temporal entre el Plioceno y el Pleistoceno medio (Perea *et al*., 2013). La posible correlación con los depósitos fluviales de la Formación Raigón, aflorante en el Sur de Uruguay (Goso y Bossi, 1966; Bossi *et al.*, 2009), y/o con los depósitos fluviales de la Formación Salto (Goso, 1965) expuestos en el centro-oeste de Uruguay, sugiere una edad Plioceno-Pleistoceno inferior *sensu lato* para la FSS.

Paleoambientes

No existen estudios sedimentológicos de detalle en las exposiciones referidas al Plioceno del Sur de la Mesopotamia. Las diferentes fuentes de datos provenientes de la FPGA permiten inferir paleoambientes en general más secos que aquellos característicos del Mioceno. Sin embargo, existen elementos en las asociaciones fósiles y rasgos sedimentológicos que permiten inferir ciclos de condiciones climáticas cambiantes registrados en la FPGA. La gran disponibilidad de carbonato de calcio pudo estar asociada a la geoquímica de las facies marinas regresivas anteriores, y a su re-depositación durante fases semiáridas del Plioceno continental. Las estructuras y arquitectura de dicho cuerpo sedimentario indican la existencia de un ambiente regional de humedales frecuentemente anegables, inclusive afectados por pulsos climáticos muy húmedos que quedaron registrados en la presencia de óxidos de hierro y manganeso en forma de extensas pátinas. Este tipo de ambientes han sido muy característicos en la región pampeana durante el Cuaternario (Brunetto *et al*., 2010, 2016; Kröhling *et al*., 2016). Estos ambientes se caracterizan por la coexistencia en el registro sedimentario de señales climáticas opuestas, inferidas a partir de los minerales de origen autigénico post-sedimentario. Los óxidos de Fe y Mn, reflejan condiciones de alta temperatura (30° C) y humedad (*ca*. 2000 mm/año) (Iriondo *et al*., 2009). La presencia de deposición carbonática en forma de placas horizontales, sugiere descensos en el nivel freático en condiciones de balance hídrico negativo. Esta interpretación es compatible con las inferencias reportadas a partir del registro de la asociación fitolítica, que señala condiciones de clima cálido semiárido, y a partir de restos de paleovertebrados, los cuales indican una marcada variabilidad de hábitats que podrían estar respondiendo a distintas condiciones en el ambiente.

La sedimentología y la arquitectura de la FSS y la asociación de fitolitos registrada en esta unidad, indican ambientes asociados a cuerpos fluviales bien desarrollados. Tanto el análisis de facies como el registro paleobotánico indican ambientes generados bajo condiciones claramente de clima húmedo. El registro de la paleoflora a su vez indica la existencia de paleocomunidades desarrolladas bajo condiciones de climas cálidos.

No hay información cronológica precisa para establecer una sucesión evolutiva de paleoambientes representativa del Plioceno de la Mesopotamia. Tampoco hay estudios espacialmente distribuidos que permitan realizar reconstrucciones paleogeográficas precisas. Algunas diferencias en las inferencias ambientales señaladas en el presente trabajo, sugieren un posible diacronismo o diacronismo parcial entre la FPGA y la FSS, las cuales constituyen probablemente el único registro material de un muy extenso período de tiempo comprendido en el lapso Plioceno-Pleistoceno inferior.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a los organizadores de los Simposios del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina y a los editores del volumen especial sobre estado actual del conocimiento estratigráfico y paleontológico, la oportunidad de publicar el presente trabajo en la Revista Opera Lilloana. Un especial agradecimiento al Dr. Martín Iriondo por la evaluación realizada y a la Lic. María Cecilia Zalazar por la elaboración de los mapas geológicos.

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, F. G. 2007. Geología y recursos geológicos de la Mesopotamia Argentina. INSUGEO. Serie Correlación Geológica 22: 160 pp.

Anzótegui, L. M. 1975. Esporomorfos del Terciario superior de la provincia de Corrientes, Argentina. I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Actas 2: 318-329, Tucumán.

Anzótegui, L. M. 1980. Cutículas del Terciario superior de la provincia de Corrientes, República Argentina. II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso Latinoamericano de Paleontología. Actas 3: 141-167, Buenos Aires.

Anzótegui, L. M. y Acevedo, T. L. 1995. Revisión de *Ilexpollenits* Thiergart y una nueva especie del Plioceno superior (Formación Ituzaingó) de Corrientes, Argentina. VI Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Actas XX: 15-21, Chubut.

Anzótegui, L. M. y Lutz, A. I. 1987. Paleocomunidades vegetales del Terciario superior (Formación Ituzaingó) de la Mesopotamia argentina. Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral 18: 131-144.

Bertolini, J. C., Tomas, M. A. y Lell, R. 1988. Inventario del recurso Aguas Subterráneas en la Provincia de Entre Ríos. Informe a Secretaría de Estado de Ciencia y Tecnología (SECyT) Informe inédito, 54 pp.

Bidegain, J. 1991. Sedimentary development, magnetostrtigraphy and sequence of events of the Late Cenozoic in Entre Ríos and sorrounding areas in Argentina. Doctoral Thesis, Department of Geology and Geochemistry, Stockholm University (inédito), 1-198. Estocolmo.

Bond, M., Cerdeño, E. y López, G. 1995. Los ungulados nativos de América del Sur. En: Evolución biológica y climática de la región pampeana durante los últimos cinco millones de años. Un ensayo de correlación con el Mediterráneo occidental. Monografías del MNCN, CSIC, Madrid. 257-276 pp.

Bond, M., Perea, D., Ubilla, M. y Tauber, A. 2001. *Neolicaphrium recens* Frenguelli, 1921, the only surviving Proterotheriidae (Litopterna, Mammalia) into the South American Pleistocene. Palaeovertebrata 30: 37-50.

Bossi, J. 1969. Geología del Uruguay. Universidad de la República, Colección Ciencias 2. Dpto. de Publicaciones. Montevideo. 464 pp.

Bossi, J., Ortiz, A. y Perea, D. 2009. Pliocene to middle Pleistocene in Uruguay: A model of climate evolution. Quaternary International 210: 37-43.

Brandoni, D. 2010. On the systematics of *Ortotherium* Ameghino (Xenarthra, Tardigrada, Megalonychidae) from the "Conglomerado osífero" (late Miocene) of Argentina. Journal of Vertebrate Paleontology 30: 975-980.

Brandoni, D. 2013. Los mamíferos continentales del "Mesopotamiense" (Mioceno Tardío) de Entre Ríos, Argentina. Diversidad, edad y paleobiogeografía. En: Brandoni, D. y Noriega, J. I. (Eds.), El Neógeno de la Mesopotamia argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14: 179-191.

Brea, M. y Zucol, A. F. 2011. The Paraná-Paraguay Basin: Geological and Paleoenviromental. En: Albert, J. S. y Reis, R. I. (Eds.). Historical Biogeography of Neotropical Freshwater Fishes. Chapter 4: 69-87. University of California Press.

Brunetto, E., Iriondo, M., Zamboni, L. y Gottardi, M. G. 2010. Quaternary Deformation around the Palo Negro area, Pampa Norte, Argentina. Journal de South American Earth Sciences 29: 627-641.

Brunetto, E. 2012. Desplazamientos laterales neógenos en fallas del sur de Entre Ríos, a partir de evidencias estratigráficas, geomorfológicas y datos de GPS. Jornada Abierta de Comunicaciones Científicas del IGEBA. Tectónica de Desplazamiento de Rumbo. Dpto. de Ciencias Geológicas de la UBA, 6 pp. Buenos Aires.

Brunetto, E. y Soffiantini, J. 2016. Unidades cuaternarias del centro y sur de Paraguay. VII CLS- VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XV RAS - XV Reunión Argentina de Sedimentología. Libro de Resúmenes: 45. Santa Rosa de la Pampa.

Brunetto, E., Ferrero, B. y Noriega, J. I. 2015. Late Pleistocene lithostratigraphy and sequences in the Southwestern Mesopotamia (Argentina): evidences of the Last Interglacial Stage. Journal of South American Earth Sciences 58: 111-128.

Brunetto, E., Noriega, J. I., Brandoni, D. y Schmidt, G. I. 2013. Evolución geológica del Mioceno tardío-Pleistoceno temprano del Oeste de Entre Ríos. II Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina. Ameghiniana 50 (6), Resúmenes. R7, Diamante.

Brunetto, E., Krohling, D. M., Zalazar, M. C. y Francisconi, C. 2016. Analysis of the interaction between neotectonic and surface processes in a low-land in-

tracratonic setting of South America. Quaternary International. http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2016.06.018.
Brunetto, E., Noriega, J. I. y Brandoni, D. 2013. Sedimentología, estratigrafía y edad de la Formación Ituzaingó en la provincia de Entre Ríos, Argentina. En: Brandoni, D. y Noriega, J. I. (Eds.), El Neógeno de la Mesopotamia argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14: 13-27.
Brunetto, E., Noriega, J. I., Ferrero, B., Zamboni, L. y Gottardi, G. 2007. Relaciones estratigráficas de campo en unidades pliocenas y pleistocenas del departamento Diamante, provincia de Entre Ríos. XXIII Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. Ameghiniana 44 (4): 8R.
Caccavari, M. A. y Anzótegui, L. M. 1987. Polen de Mimosoideae (Leguminosae) de la Formación Ituzaingó, Plioceno superior de Corrientes, Argentina. IV Congreso Latinoamericano de Paleontología 443-458. Bolivia.
Candela, A. M, Noriega, J. I. y Reguero, M. A. 2007. The first Pliocene Mammals from the Northeast (Mesopotamia) of Argentina: Bioestratigraphic and Paleoenvironmental significance. Journal of Vertebrate Paleontology 27 (2): 476-483.
Chebli, G., Mozetic, M., Rossello, E. y Bühler, M. 1999. Cuencas sedimentarias de la llanura Chacopampeana. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, Anales 29: 627-644.
Cione, A. L., Azpelicueta, M. M., Bond, M., Carlini, A. A., Casciotta, J. R., Cozzuol, M. A., De la Fuente, M., Gasparini, Z., Goin, F. J., Noriega, J., Scillato-Yané, G. J., Soibelzon, L., Tonni, E. P. y Vucetich, M. G. 2000. Miocene vertebrates from Entre Ríos province, eastern Argentina. En: F. G. Aceñolaza y R. Herbst (Eds.), El Neógeno de Argentina. Serie Correlación Geológica 14: 191-237.
Corona, A., Perea, D. y Ubilla, M. 2016. Preferencias alimentarias de *Neolicaphrium recens* Frenguelli, 1921 en base a análisis de microdesgaste dentario. XI Congreso de la Asociación Paleontológica Argentina. Libro de resúmenes: 34. Río Negro, Argentina.
De Alba, E. 1953. Geología del Alto Paraná en relación con los trabajos de derrocamiento entre Ituzaingó y Posadas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 8: 129-161.
Ferrero, B. S. 2013. Los vertebrados del Cuaternario de la provincia de Entre Ríos. II Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, Libro de resúmenes: 10. Diamante, Entre Ríos.
Franco, M. J. 2011. Estudios paleobotánicos de la Formación Ituzaingó (Plioceno-Pleistoceno), Cuenca del Río Paraná, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, (inédito) 368 pp. Córdoba.
Garralla, S. 1987. Palinomorfos (Fungi) de la Formación Ituzaingó (Plioceno Superior) de la provincia de Corrientes, Argentina. Facena 7: 87-109.
Gentili, C. y Rimoldi, H. 1979. Mesopotamia. En: Turner, J.C. (Ed.), II Simposio de Geología Regional Argentina (Córdoba, 1976). Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 1: 185-223.

Goso, H. 1965. El Cenozoico de Uruguay. Instituto Geológico del Uruguay. Montevideo. 36 pp.

Goso, H. y Bossi, J. C. 1966. Cenozoico. En: Bossi, J. C. (Ed.), Geología del Uruguay. Universidad de la República, Montevideo, 259-305.

Herbst, R. 1971. Esquema estratigráfico de la provincia de Corrientes, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 26: 221-243.

Herbst, R. 2000. La Formación Ituzaingó (Plioceno). Estratigrafía y distribución. En: Aceñolaza, F. G. y Herbst, R. (Eds.), El Neógeno de Argentina. Serie Correlación Geológica 14: 181-190.

Herbst, R. y Santa Cruz, J. N. 1985. Mapa litoestratigráfico de la provincia de Corrientes.D´Orbignyana 2: 1-69.

Herbst, R., Santa Cruz, J. N. y Zabert, L. L. 1976. Avances en el conocimiento de la estratigrafía de la Mesopotamia Argentina, con especial referencia a la provincia de Corrientes. Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral 7: 101-121.

INCYTH, 1977. Evaluación preliminar de los recursos de agua subterránea, Cuencas Nº 42 y 43, provincia de Corrientes. Convenio INCYTH – Facultad de Ciencias Naturales y Museo. La Plata. Informe inédito. Buenos Aires

Iriondo, M. H. 1980. El Cuaternario de Entre Ríos. Asociación de Ciencias Naturales del Litoral 11: 125-141.

Iriondo, M. 1993. Geomorphology and late Quaternary of the Chaco (South America). Geomorphology 7: 289-303.

Iriondo, M. 1998. Excursion Guide Nº3: Province of Entre Rios. International Joint Field Meeting: Loess in Argentina: Temperate and Tropical. INQUA-PASH-CLIP-UNER-CECOAL; 3: 1-19, Paraná.

Iriondo, M. H. 2010. Geología del Cuaternario en la Argentina. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, 437 pp. Santa Fe.

Iriondo, M. H. y Rodríguez, E. D. 1973. Algunas características sedimentológicas de la Formación Ituzaingó entre La Paz y Pueblo Brugo (Entre Ríos). V Congreso Geológico. Actas 1: 317-331. Carlos Paz.

Iriondo, M. H. y Kröhling, D. 2007. La Formación El Palmar (Informalmente Formación Salto Chico) y el Acuífero San Salvador, Entre Ríos. V Congreso Argentino de Hidrogeología. 433-441, Paraná, Entre Ríos, Argentina.

Iriondo, M. H. y Kröhling, D. 2008. Cambios ambientales en la cuenca del Uruguay (desde el Presente hasta dos millones de años atrás). Colección Ciencia y Técnica, Universidad Nacional del Litoral, 330 pp. Santa Fe.

Iriondo, M. H. y Brunetto, E. 2016. Cuaternario de Brasil, Paraguay y Uruguay. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, Santa Fe, ISBN 978-987-42-2573-3; 494 pp.

Iriondo, M. H., Kröhling, D. y Bidegain, J. 2000. The Quaternary of SW Entre Rios, Argentina. 31st International Geological Congress. Abstracts. Río de Janeiro.

Iriondo, M. H., Brunetto, E. y Kröhling, D. 2009. Historical climatic extremes as indicators for typical scenarios of Holocene climatic periods in the Pampean plain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 283: 107-119.

Jalfin, G. A. 1988. Formación Ituzaingó (Plio-Pleistoceno) en Empedrado, provincia de Corrientes: un paleorío arenoso entrelazado tipo Platte. 2da Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 130-134. Buenos Aires.

King, L. C. A. 1956. Geomorfologia do Brasil Oriental. Revista Brasileira de Geografia 2: 147-265.

Kröhling, D. 2001. Quaternary loess-paleosol sequence of southwestern Entre Ríos Province, Northern Pampa, Argentina. VI International Symposium and field workshop on paleopedology. UNAM. Abstracts: 27-28. México.

Kröhling, D. M. 2009. La Formación El Palmar, una unidad fluvial asignable al subestadio cálido EIO 5a (Pleistoceno Tardío) de la cuenca del Río Uruguay. Natura Neotropicalis 40 (1 y 2): 61-86.

Kröhling, D., Brunetto, E, Galina, G. y Zalazar, M. C. 2011. Palaeosurface analysis on the Cretaceous basaltic plateau on the Upper Río Uruguay basin (NE Argentina and Southern Brazil). Revista Brasileira Geociências 30 (1): 31-46. São Paulo, UNESP.

Kröhling, D., Brunetto, E. e Iriondo, M. 2012. Avances en la identificación de paleosuperficies de la meseta basáltica paranaense (Misiones) V Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología; 2-4 de octubre. Actas: 136-137 pp. Río Cuarto.

Kröhling, D., Brunetto, E, Galina, G., Zalazar, M. C. e Iriondo M. 2014. Planation surfaces on the Parana basaltic plateau, South America. Gondwana Landscapes in southern South America, Springer Earth System Sciences. En: Rabassa, J. and Ollier, C. (Eds.). Springer Dordrecht Heidelberg, 247-303. New York/ London.

Kröhling, D. M., Brunetto, E. y Alcantara, J. 2016. Caracterización sedimentológica y estratigráfica de la Fm. Palo Negro (Pleistoceno tardío) aplicado al análisis de la deformación cuaternaria en Pampa Norte. VII CLS- VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología; XV RAS - XV Reunión Argentina de Sedimentología. Libro de Resúmenes: 104.

Kruck, W., Helms, F., Geyh, M. A., Suriano, J. M., Marengo, H. G. y Pereyra, F. 2011. Late Pleistocene-Holocene history of Chaco-Pampa sediments in Argentina and Paraguay. Quaternary Science Journal 60 (1): 188-202. http://dx.doi.org/10.3285/eg.60.1.13.

Lutz, A. I. 1991. Descripción anatómica de *Mimosoxylon* sp. del Plioceno (Formación Ituzaingó) de la Provincia de Corrientes, Argentina. Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral 22: 3-10.

MacFadden, B. 2005. Diet and habitat of toxodont megaherbivores (Mammalia, Notoungulata) from the late Quaternary of South and Central America. Quaternary Research 64: 113-124.

Milner, S. C., Duncan, A. R., Whittingham, A. M. y Ewart, A. 1995. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Paraná-Etendeka igneous province. Journal of Volcanology and Geothermal Research 69: 137-157.

Miño Boilini, A. R., Cerdeño, E. y Bond, M. 2006. Revisión del género *Toxodon* Owen, 1837 (Notoungulata: Toxodontidae) en el Pleistoceno de las provincias

de Corrientes, Chaco y Santa Fe, Argentina. Revista Española de Paleontología 21 (2): 93-103.

Morosi, E. y Ubilla, M. 2017. Dietary and palaeoenvironmental inferences in *Neolicaphrium recens* Frenguelli, 1921 (Litopterna, Proterotheriidae) using carbon and oxygen stable isotopes (Late Pleistocene; Uruguay), Historical Biology, DOI: 10.1080/08912963.2017.1355914

Noriega, J. I., Candela, A. M. y Vucetich, M. G. 2006. Nuevos registros de roedores Caviomorpha en la Formación Alvear (Plioceno, Entre Ríos). XXII Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. Ameghiniana 43 (4): 48R.

Orfeo, O. e Iriondo, M. 2010. The megafan of the Paraná River from the Pleistocene to the Present. 18th International Sedimentological Congress, Mendoza (Argentina), 663 pp.

Orfeo, O., Colombo, F. y Neiff, J. 2014. Desplazamientos laterales del cauce del río Paraná en las cercanías de la ciudad de Corrientes (Argentina) durante el Cuaternario. Características y significado sedimentario. XV Reunión Argentina de Sedimentología. Libro de Resúmenes: 206.

Patterer, N. I. 2015. Análisis fitolíticos de la Formación San Salvador (Plioceno-Pleistoceno) en la cuenca del río Uruguay, Entre Ríos, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 72: 332-334.

Peate, D. W., Hawkesworth, C. J., Mantovani, M. S. M. y Shukowsky, W. 1990. Mantle plumes and flood-basalt stratigraphy in the Paraná, South America. Geology 18: 1223-1226.

Perea, D., Rinderknecht, A., Ubilla, M., Bostelmann, E. y Martínez, S. 2013. Mamíferos y estratigrafía del Neógeno de Uruguay. En: Brandoni, D. y Noriega, J.I. (Eds.), El Neógeno de la Mesopotamia argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14: 192-206.

Rimoldi, H. 1963. Aprovechamiento del río Uruguay en la zona de Salto Grande. Estudio geológico-geotécnico para la presa de compensación proyectada en el Paso Hervidero (provincia de Entre Ríos). I Jornadas Geológicas Argentinas, Anales 2: 287-310. Buenos Aires.

Schmidt, G. I., Reguero, M. A. y Noriega, J. I. 2011. Notoungulata y Litopterna en el Plioceno de Entre Ríos, Argentina. En “Paleontología y Dinosaurios desde América Latina”, Calvo, Jorge; Porfiri, Juan Domingo; González Riga, Bernardo; Dos Santos, Doménica eds. EDIUNC (Editorial de la Universidad Nacional de Cuyo, Argentina) 223-234 pp. ISBN: 978-950-39-0265-3.

Soria, M. F. 2001. Los Proterotheriidae (Litopterna, Mammalia), sistemática, origen y filogenia. Monografías del Museo Argentino de Ciencias Naturales 1: 1-167.

Sprechman P., Fernando, L. A. y Martínez, S. 2000. Estado actual de los conocimientos sobre la Formación Camacho (Mioceno?-superior?), Uruguay. En: Aceñolaza, F. G. y Herbst, R. eds.): El Neógeno de Argentina. Serie Correlación Geológica 14: 47-66.

Tomassini, R. L., Miño Boilini, A. R., Zurita, A. E., Montalvo, C. I., y Cesaretti, N. 2015. Modificaciones fosildiagenéticas en *Toxodon platensis* Owen, 1837 (No-

toungulata, Toxodontidae) del Pleistoceno Tardío de la provincia de Corrientes, Argentina. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 32 (2): 283-292.

Torsvik, T., Rousse, S. y Labails, C. 2009. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. Geophysical Journal 177: 1315-1333.

Ubilla, M., Perea, D., Bond, M. y Rinderknecht, A. 2011. The first cranial remains of the Pleistocene proterotheriid *Neolicaphrium recens* Frenguelli, 1921 (Mammalia, Litopterna): a comparative approach. Journal of Vertebrate Paleontology 31: 193-201.

Veroslavsky, G. y Ubilla, M. 2007. A 'snapshot' of the evolution of the Uruguay River (Del Plata Basin): the Salto depositional sequence (Pleistocene, Uruguay, South America). Quaternary Science Reviews 26: 2913-2923.

Walther, A. M., Mena, M., Brunetto, E., Noriega, J. I., Schmidt, G. I., Ferrero, B. S. y Bonini, R. A. 2013. Nuevos registros paleomagnéticos obtenidos en las Formaciones La Juanita y Punta Gorda en el departamento Diamante, provincia de Entre Ríos, Argentina. II Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina. 25–27 de Septiembre; Diamante, Entre Ríos. Ameghiniana 50 (6): Suplemento Resúmenes. R22.

Zucol A. F., Brea M., Lutz, A. y Anzótegui, L. 2004. Aportes al conocimiento de la paleobiodiversidad del Cenozoico superior del Litoral argentino: Estudios paleflorísticos. En: F. G. Aceñolaza (Eds.). Temas de la Biodiversidad del Litoral Fluvial Argentino, publicación especial. (Coordinador-Editor), INSUGEO, Misceláneas 12: 91-102.

Zucol, A. F. y Brea, M. 2005. Fitolitos: IV. Sistemática de fitolitos, pautas para un sistema clasificatorio. Un caso en estudio en la Formación Alvear (Pleistoceno inferior). Ameghiniana 42: 685-704.

Estratigrafía, paleontología y paleoambientes del Plioceno de la región Cuyo de Argentina (San Luis, Mendoza, San Juan y La Rioja)

Jorge CHIESA[1], Ricardo BONINI[2], Carina COLOMBI[3], Diego BRANDONI[4], Alberto BASAEZ[1,9], Adan TAUBER[5], Francisco J. PREVOSTI[6], Itatí OLIVARES[7], Natalia LUCERO[8], Analía M. FORASIEPI[9]

[1] Departamento de Geología, F.C.F.M.yN., Universidad Nacional de San Luis, Ejército de los Andes 950 (5700) San Luis. chiesa@unsl.edu.ar, acbasaez@gmail.com, nalucero@gmail.com

[2] INCUAPA-CONICET, Universidad Nacional del Centro. Del Valle 5737 (7400) Olavarría. rbonini@fcnym.unlp.edu.ar

[3] Instituto y Museo de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de San Juan-CIGEOBIO, Av. España 400 (Norte) (5000) San Juan. ccolombi@unsj.edu.ar

[4] Laboratorio de Paleontología de Vertebrados, Centro de Investigaciones Científicas y Transferencia de Tecnología a la Producción (CICYTTP-CONICET), Materi y España (3105) Diamante, Entre Ríos. dbrandoni@cicyttp.org.ar

[5] Escuela de Geología, F.C.E.F.yN., Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 1611 (5016) Córdoba, y Museo Provincial de Ciencias Naturales "Dr. Arturo Umberto Illya", Av. Poeta Lugones 395 Córdoba. adan.tauber@unc.edu.ar

[6] Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica de La Rioja (CRILAR), Provincia de La Rioja, UNLaR, SEGEMAR, UNCa, CONICET, Entre Ríos y Mendoza (5301) Anillaco, La Rioja. protocyon@hotmail.com

[7] CONICET, Sección Mastozoología, Museo de La Plata, F.C.N. y M., Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque s/n (1900), La Plata, Buenos Aires. iolivares@fcnym.unlp.edu.ar

[8] IANIGLA, CCT-CONICET-Mendoza, Av. Ruiz Leal s/n° (5500) Mendoza. borhyaena@hotmail.com

[9] CCT San Luis-Conicet. Almirante Brown 907 (5700) San Luis, acbasaez@gmail.com

RESUMEN

Palabras clave:
Cuyo
Plioceno
Estratigrafía
Paleontología
Paleoambiente

La mayoría de los depósitos neógenos en la región de Cuyo afloran en los piedemontes y cuencas intra- e intermontanas. En San Luis se han propuesto tres unidades sedimentarias pliocenas expuestas principalmente en las Serranías Occidentales y el piedemonte de la Sierra de San Luis. Son sucesiones silicoclásticas vinculadas a paleoambientes depositacionales fluviales con extendidas planicies de inundación y cuerpos lacustres temporarios. Los fósiles corresponden al Plioceno temprano a medio. Los depósitos sinorogénicos pliocenos de Mendoza, abarcan al menos cinco unidades. La evolución de las secuencias sedimentarias y sus paleoambientes está estrechamente vinculada a la orogenia Andina. Fósiles de vertebrados fueron recuperados en el área Norte y Oriental, siendo representativos aquellos de las formaciones Tunuyán

y Bajada Grande, en las Huayquerías de San Carlos y Huayquerías del Este, y la Formación La Huertita, sobre el Bloque de San Rafael. En San Juan se reconocen quince unidades pliocenas, con escasas dataciones absolutas que confirmen la edad. Estas afloran en Cordillera, valles cordilleranos, Precordillera y Sierras Pampeanas. Los depocentros muestran continuidad evolutiva con los depósitos miocenos y su evolución está vinculada a la orogenia Andina. Cinco de las unidades tienen abundantes fósiles, generalmente, asignados a las porciones miocenas de las sucesiones, con excepción de la Formación Río Jáchal, los que son asignados al Plioceno. Las secuencias sedimentarias de La Rioja afloran en la cuenca de antepaís andino, correspondientes a la Sierra del Peñón, Sierra de Los Colorados, Sistema del Famatina y Sierra de Velasco. En los depocentros occidentales se interdigitan facies volcaniclásticas. Fueron atribuidas al Plioceno por correlaciones regionales. El registro paleontológico está restringido al miembro inferior de la Formación Toro Negro, en conflicto con las dataciones radimétricas.

ABSTRACT

Palabras clave:
Cuyo
Pliocene
Stratigraphy
Paleontology
Paleoenvironment

"Stratigraphy, paleontology, and paleoenvironment of the Pliocene from the Cuyo Region of Argentina (San Luis, Mendoza, San Juan and La Rioja)". Most of the Neogene deposits in Cuyo outcrop in foothills, intra- and intermountain basins. In San Luis Province, three Pliocene sedimentary units are exposed in the western mountains and foothills of the Sierra de San Luis. These units are silicoclastic successions associated with fluvial depositional paleoenvironments, with widespread flood plains and temporary lakes. Fossils recovered from these units correspond to the early and middle Pliocene. Mendoza Province includes at least five Pliocene units. The evolution of sedimentary sequences and their paleoenvironments is tightly coupled to the Andean orogeny. Vertebrate fossils have been found at the northern and eastern area, with those of the Tunuyán and Bajada Grande formations, in Huayquerías de San Carlos and Huayquerías del Este, and La Huertita Formation, on the San Rafael Block, the most representative. In San Juan Province, fifteen Pliocene units are recognized, with some absolute datings supporting the proposed ages. These units are exposed in the Cordillera, Andes valleys, the Precordillera, and the Sierras Pampeanas. The depocenters show evolutionary continuity with the Miocene deposits and their evolution is also related to the Andean orogeny. Five of the units have abundant fossils, usually assigned to the Miocene parts of the successions, except for the Río Jáchal Formation, which are assigned to the Pliocene. The sedimentary sequences of La Rioja outcrop in the Andean foreland basin, corresponding to the Sierra del Peñón, Sierra de Los Colorados, Sistema del Famatina, and Sierra de Velasco. In western depocenters, volcaniclastic facies are interdigitated. These have been attributed to the Pliocene with regional correlations. The paleontological record is restricted to the lower member of the Toro Negro Formation, which conflicts with the radimetric dating.

INTRODUCCIÓN

La región de Cuyo abarca ocho Provincias Geológicas, denominadas Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera, Sierras Pampeanas, Sierra de Famatina, Cuenca de Cuyo, Bloque de San Rafael y Payenia (Ramos, 1999). La gran mayoría de los depósitos neógenos afloran en los piedemontes y cuencas intermontanas entre las Sierras Pampeanas y la Precordillera. Todos son depósitos continentales que se relacionan con una amplia cubierta sedimentaria acumulada en la región extrandina de la parte central de la Argentina con posterioridad al retiro del mar paranaense (Folguera y Zarate, 2011).

Según las áreas se ha definido un gran número de unidades formacionales, cuyo ambiente depositacional dominante es el aluvial con una amplia variedad textural y extendidas llanuras sometidas a derrames temporarios, en las que, con distintas magnitudes, se llegaron a desarrollar horizontes pedogenéticos, en ocasiones desarrollando calcretes.

En la Provincia de San Luis, las sedimentitas pliocenas afloran de manera destacada en el faldeo oriental de las Serranías Occidentales y en el piedemonte austral de las Sierras de San Luis y valle del río Quinto; sin embargo, sus mayores espesores han sido registrados por perforaciones.

Un análisis actualizado de los antecedentes sedimentológicos y paleontológicos del Neógeno de San Luis forma parte de las contribuciones de Pascual y Bondesio (1981), Di Paola (1994), Costa *et al.* (1997, 1999, 2001, 2005) y Chiesa *et al.* (2011a). Desde el punto de vista estratigráfico, se destacan los relevamientos realizados en el noroeste (cuenca de Beazley) por Guiñazú (1962) y Flores (1969), y en el piedemonte austral de la Sierra de San Luis por Tapia y Rigal (1933) y Santa Cruz (1979).

En la provincia de San Luis las unidades estratigráficas identificadas corresponden a la Formación Cruz de Piedra (Lippman, 1966), aflorantes en el sur de la sierra de San Luis; la Formación Las Mulitas (Flores, 1969) en el noroeste de la provincia correspondiente al borde oriental de las serranías Occidentales (cuenca de Beazley); la Formación Río Quinto aflorante en el extremo austral de la sierra de San Luis. Asimismo, se identifican depósitos pliocenos con menor expresión vertical y areal, como asomos aislados en sectores del valle del Río Conlara, el piedemonte occidental de las sierras de San Luis y Comechingones.

Los hallazgos paleontológicos destacados corresponden a restos de mamíferos, cuyos estudios fueran realizados por Bordas (1934, 1941), Rusconi (1936), Pascual (1954) y Francis (1965) en el oeste de San Luis, y que en esta contribución se refieren a la Formación Las Mulitas; mientras que en la cuenca del Río Quinto, correspondientes a la Formación Río Quinto, se destacan Prado *et al.* (1998), Cerdeño *et al.* (2008) y Chiesa *et al.* (2011a, b). Lippmann (1966) citó la presencia de restos de frústulos de diatomeas, mientras que Di Paola y González (1992), determinaron la presencia de silicofitolitos y diatomeas fósiles.

En la provincia de Mendoza, los depósitos sedimentarios pliocenos afloran de manera aislada. Los estudios estratigráficos regionales iniciales se vinculan principalmente a las exploraciones petrolíferas y a la diagramación de las hojas geológicas 1:200.000 donde varias de las unidades litoestratigráficas fueron reconocidas

(e.g., Trümpy y Lehz, 1937; Bracaccini, 1938; Dessanti, 1946, 1956, 1973; Gonzalez Díaz, 1964, 1972). Un análisis regional más reciente de los depósitos cenozoicos en su conjunto fue el presentado por Yrigoyen (1993). Para su descripción y análisis, Yrigoyen (1993) dividió los depósitos en Mendoza Norte, Sur, Oriental y Andina, esquema que seguiremos en este trabajo.

Las unidades litoestratigráficas discutidas en el texto corresponden a las sedimentitas fosilíferas las cuales han recibido mayor atención en los últimos tiempos (para un resumen detallado de las unidades sinorogénicas cenozoicas aflorantes en Mendoza ver Yrigoyen, 1993). Entre estas se destacan las formaciones Tunuyán y Bajada Grande, expuestas en las Huayquerías de San Carlos y Huayquerías del Este y la Formación La Huertita, sobre el Bloque de San Rafael (De Carles, 1911; Rovereto, 1914; Frenguelli, 1930; Rusconi, 1939) y depósitos aislados sobre el Bloque de San Rafael (e.g., Forasiepi *et al.* 2011; Vucetich *et al.* 2011; Turazzini, 2013; Garrido *et al.*, 2014). Asimismo, escasos mamíferos fósiles fueron recuperados de otros depósitos de posible edad Plioceno (e.g., Formación Río Seco del Zapallo). Por su parte, la edad Pliocena de la Formación Letelier ha sido puesta en dudas. Dataciones radimétricas son necesarias para precisar la edad de las secuencias, hasta ahora básicamente establecidas sobre la taxonomía de las asociaciones de mamíferos o las relaciones estratigráficas con otras unidades.

Los afloramientos pliocenos de la provincia de San Juan están presentes desde la Cordillera hasta las Sierras Pampeanas en afloramientos saltuarios, siempre en relación estratigráfica continua con los depósitos miocenos. El mayor espesor de afloramientos y los más estudiados hasta el momento se encuentran a lo largo del valle central que separa la Precordillera con las Sierras Pampeanas. De Oeste a Este y de Norte a Sur, las unidades pliocenas de San Juan son: Formación Los Bañitos en el extremo noroeste de la provincia, en la zona de las cordilleras de la Brea y Zancarrón. Más al sur, aparece la Formación Olivares, a la altura de la Cordillera de Olivares, El Melón, Puntas Negras, entre otras cadenas de alta montaña. En el área de Manantiales (Las Hornillas) aflora la Formación Chinches, conocida por su contenido de vertebrados fósiles. Al este, en el valle que separa la Cordillera con la Precordillera, en la zona de Rodeo se reconocen las formaciones Lomas del Campanario y Las Flores, que siendo principalmente miocenas, alcanzarían las primeras estribaciones del Plioceno más temprano (Re *et al.*, 2003), acompañadas por los afloramientos saltuarios de las formaciones Lomas del Inca y Puchuzum. En los valles intermontanos de la Precordillera Oriental y en el valle que separa la Precordillera de las Sierras Pampeanas, aparece la faja más continua de afloramientos pliocenos de la provincia, correspondiente a las formaciones Río Jáchal y su equivalente Formación Loma de las Tapias, Mogna y El Corral, esta última de posible edad pleistocena, aunque algunos autores la consideran pliocena. Finalmente, en las Sierras Pampeanas al Este de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión, afloran las formaciones Angostura o Los Llanos y San Roque, mientras que en la vertiente oriental de la Sierra de Pie de Palo, afloran dos unidades pliocenas, las formaciones Río Camperito y Nikizanga, las que pese a sus restringidos afloramientos, son de destacar ya que marcan el levantamiento Neógeno de esta sierra. Los afloramientos cordilleranos fueron estudiados en detalle comenzando a mediado de los años noventa. Los del

norte fueron abarcados por la Hoja Geológica de Rodeo (Cardó y Díaz, 1999) y otros aportes de mayor detalle a la estratigrafía como fueron los trabajos de Limarino *et al.* (1999); Litvak y Page (2002); Litvak *et al.*, 2004; Litvak y Poma (2005). Mientras que los depósitos del sur, fueron intensamente estudiados en su vinculación con el levantamiento de la Cordillera como lo muestran los estudios de Iglesia Llanos (1995); Jordan *et al.* (1997); Pérez (2001), entre otros. En los años ochenta y principios de los 90 comenzaron a estudiarse los afloramientos del Valle de Rodeo (e.g., Wetten, 1975; Furque, 1979; Johnson et al, 1987; Re y Barredo, 1992; 1993), más tarde, la Hoja Geológica de Rodeo en escala 1:250.000 (Cardó y Díaz, 1999), compiló la información que se había obtenido hasta esa fecha. Los afloramientos de la cuenca del Bermejo fueron los primeros en ser estudiados, comenzando en los años sesenta (Kelly, 1962; Johnson et al, 1984; 1986; Reynolds, 1988; Contreras *et al.*, 1990). Más tarde, Re y Barredo (1993) hicieron una compilación correlacionando todos los estratos cenozoicos de Cuyo. Las Hojas Geológicas de San José de Jachal y San Juan abarcaron gran parte de estos niveles en un análisis regional (Furque *et al.*, 1998; Ramos y Vujovich, 2000). Los afloramientos más orientales, en el entorno de Sierras Pampeanas, fueron estudiados y compilados en la Hoja Geológica de Chamical (Limarino *et al.*, 1999).

El registro paleontológico del Neógeno de la provincia de San Juan es poco conocido. Las formaciones más intensamente estudiadas son Formación Chinches, Formación Puchuzum y Formación Loma de Las Tapias. En los últimos años se ha avanzado aún más en el conocimiento sistemático de sus faunas (Deschamps *et al.* 2009; Lopez *et al*. 2011; Contreras y Baraldo, 2011 y literatura citada, Contreras *et al.*, 2013; Miño-Boilini *et al.*, 2014; Agnolín *et al.*, 2016; Olivares *et al.* 2017; Verzi *et al*. 2017).

En referencia a la geología del Neógeno de la provincia La Rioja, varios son los estudios que recientemente se han focalizado en la temática (e.g., Malizia *et al.*, 1995; Limarino *et al.*, 2001; Georgieff *et al.*, 2004; Ciccioli, 2008; Ciccioli *et al.*, 2005, 2010; Ezpeleta *et al.*, 2006; Rodríguez Brizuela y Tauber, 2006; Bossi *et al.*, 2007, 2009; Melchor *et al.*, 2010, entre otros). Las unidades pliocenas tratadas en este apartado corresponden a la Formación Toro Negro, portadora de icnitas, briznas, troncos y restos de paleovertebrados, el "Conglomerado La Falda", la Formación El Durazno, la Formación Salicas con restos fósiles de plantas acuáticas, gasterópodos y paleovertebrados, la Formación El Corral y la Formación Las Cumbres. En lo que respecta a los estudios paleontológicos, recientemente se han incrementado los trabajos sistemáticos en las distintas unidades del Neógeno de dicha provincia (Georgieff *et al.*, 2004; De Iuliis *et al.*, 2004; Tauber, 2005; Rodríguez Brizuela y Tauber, 2006; Krapovickas *et al.*, 2009; Krapovickas y Nasif, 2011; Martínez y Rodríguez Brizuela, 2011; Brandoni *et al.*, 2012; Cerdeño y Schmidt, 2013; García Massini y Pujana, 2013), con el consecuente aumento del conocimiento de las biotas del pasado.

MARCO GEOLÓGICO

Ramos (1999) al referirse a los rasgos estructurales y la evolución tectónica durante el Ciclo Ándico sostuvo que este último puede ser dividido en dos estadios

controlados por las variaciones en la velocidad de convergencia relativa de la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana. El Subciclo Paleógeno con su máxima expresión vinculada a los movimientos incaicos y el Subciclo Neógeno asociado a los movimientos quechuas. Como parte del marco tectónico del Subciclo Neógeno, en la región de Cuyo se identificaron los segmentos de Transición (26°-30°S), Central (30°-34°S) y el Sector Centro-Sur (34°-38°S). Asimismo, Ramos (1999) agrupó los depósitos sinorogénicos cenozoicos de la región andina en Depósitos Sinorogénicos del Segmento Central (27°-33°S) y los del Segmento Sur de Subducción Normal (34°-40°S).

Folguera y Zárate (2009, 2011) se refirieron a la evolución tectosedimentaria de unidades neógenas aflorantes en el sector extraandino y entre las latitudes de 34°S y 41°S, cuyas características muestran la subsidencia dinámica, controlando el hundimiento de las cuencas Pampas del Sur y Norte de la Patagonia. Estos autores interpretaron que las secuencias se depositaron a partir de los paleorelieves generados por la Orogenia Andina luego de la fase Pehuenche, mayormente sobre superficies de piedemonte con extensas planicies distales y eventos fluviales de alta energía, caracterizados por sedimentitas clásticas y calcáreas. Posteriormente, tal sucesión fue nuevamente afectada por la fase Diaguita. Dichas sucesiones exhiben una amplia distribución geográfica que comprende, fundamentalmente, el noroeste de San Luis y este de las provincias de La Rioja, San Juan y Mendoza.

SÍNTESIS DEL REGISTRO GEOLÓGICO Y PALEONTOLÓGICO DEL PLIOCENO DE CUYO

San Luis

Las sedimentitas pliocenas de la provincia de San Luis (figura 1), se constituyen fundamentalmente de depósitos fluviales dominados por areniscas limosas y limos arenosos, con gravas subordinadas, de estructuras macizas y estratificadas, color castaño rojizo a amarillentos, y generalmente con disposición horizontal a basculados entre 3° y 5°, excepcionalmente, con mayores magnitudes. El contenido de yeso y carbonato es abundante, tanto en concreciones como en niveles finos de disposición vertical hasta horizontal.

Serranías Occidentales:

Formación Las Mulitas (Flores, 1969).— En las Serranías Occidentales y suprayacente a la Formación San Roque (Flores, 1969) se reconoce la Formación Las Mulitas (Flores, 1969) (tabla 1). Guiñazú (1962) vinculó estos depósitos con los “Estratos de los Llanos”, caracterizados por areniscas arcillosas y conglomerádicas, muy cuarzosas, con rodados volcánicos, de color rojo y gris. El carbonato de calcio es el cemento dominante y forma concreciones o bancos de tosca de color amarillo blanquecino. El yeso también es abundante, dispuesto en bancos consistentes o constituyendo grandes concreciones arriñonadas de color blanco puro. Flores (1969)

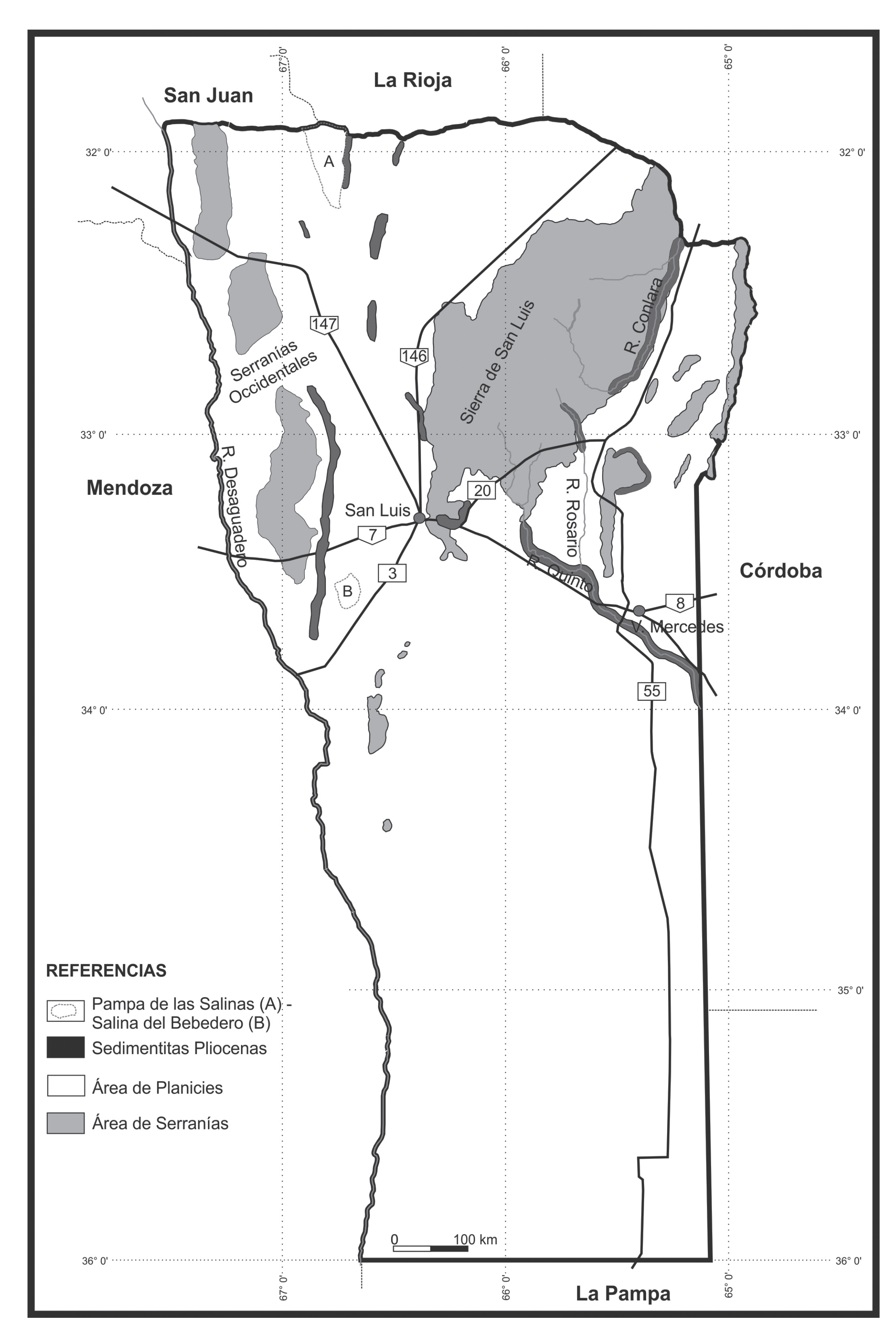


Figura 1. Distribución de los afloramientos de las sedimentitas asignadas al Plioceno en la provincia de San Luis.

definió esta unidad como un complejo piroclástico de color rojo violáceo, con un banco de yeso en la base y compuesto por tobas, lapilli y bombas con niveles y rodados de arcillitas y andesitas. Chiesa *et al.* (2011b) describieron esta unidad como interestratificaciones de limos arcillosos y areniscas, con niveles de yeso y de ceniza volcánica, generalmente formando cuerpos de geometría tabular con alta continuidad lateral, límites planos netos y transicionales, y estructura maciza y laminada. El máximo espesor aflorante en un perfil es de 43 m, pero la alta continuidad lateral de la sucesión sugiere una potencia superior a los 700 m.

Las areniscas son muy finas a muy gruesas, arcósicas, color castaño claro a rojizas, consolidadas, con moderada selección, clastos angulosos a subredondeados, y mineralogía dominada por cuarzo, plagioclasa, microclino, biotita, muscovita, algunos máficos y opacos como magnetita. Presentan estructuras posdepositacionales del tipo bioturbaciones radiformes, tubiformes rellenos de material clástico o por yeso y calcita, en forma de drusas, nódulos de yeso y de carbonatos, cristalizando en los espacios de los diferentes bancos, grietas de desecación e icnitas de paleomamíferos. El cemento varía entre carbonato, yeso, óxidos y sílice.

Las pelitas corresponden a limolitas, arcilitas y fangolitas, de color castaño amarillento a rojizas, moderadamente consolidadas a consolidadas (mayor firmeza en los estratos entoscados), selección moderada, de clastos angulosos a subangulosos, mineralógicamente con contenido de cuarzo, plagioclasa, microclino, muscovita, biotita y anhidrita. Las estructuras posdepositacionales son bioturbaciones radiformes, tubiformes rellenos de material clástico o por yeso y calcita, en forma de drusas, nódulos de yeso y de carbonatos, cristalizando en los espacios de los diferentes bancos, grietas de desecación e impresiones de plantas.

En la base de la unidad se destacan estratos de yesos, consolidados, con hábito arriñonado o en cristales ehuedrales con nódulos de carbonato como estructuras posdepositacionales, de espesor estimado en 10 m y color blanco. La estructura sedimentaria primaria sería masiva y con estratificación fina muy incipiente.

En la Formación Las Mulitas, los restos fósiles fueron exhumados por Guiñazú (1962) en los depósitos del borde oriental de las Serranías Occidentales y alrededores de la Pampa de las Salinas, en el extremo norte de la Depresión Longitudinal Central, cuyos relevamientos fueran realizados en 1936. Lamentablemente, no se ha especificado la ubicación precisa de los hallazgos sino la zona de los afloramientos correspondientes, desde el punto de vista estratigráfico, a la Cuenca de Beazley, e identificados para la época como Estratos o Formación de los Llanos (Bodenbender, 1911).

Las descripciones del material fosilífero fueron relizadas por Rusconi (1936), Bordas (1941), Pascual (1954) y Francis (1965). Dichos restos fueron asignados al intervalo Mioceno medio a tardío, y corresponden a: *Acrotypoterium tapiai*, *Stereotoxodon tehuelche*, *Puntanotherium guiñazui*, *Neoadinotherium triangulatum*, *Ocnerotherium intermedium*, *Chasicotherium rothi* (Notoungulata).

Tabla 1. Cuadro de correlación de las unidades sedimentarias del Plioceno en la provincia de San Luis.

Espacio / Tiempo	Serranías Occidentales	Sierra de San Luis	Cuenca del Río Quinto	Depresión de Conlara
Pleistoceno tardío	Fm Toro Muerto	Fm Las Chacras	Fm Fraga/ Fm La Petra	Fm Renca/ Fm Uspara
Plioceno	Fm Las Mulitas	Fm Cruz de Piedra	Fm Río Quinto	Fm Río Quinto
Mioceno	Fm San Roque	Fm San Roque	Fm Paso de las Carretas	Basamento (Pre-Pz)

Sur de la sierra de San Luis:

Formación Cruz de Piedra (Lippman, 1966).— La Formación Cruz de Piedra suprayace al basamento de la sierra de San Luis (tabla 1). Rivarola y Di Paola (1993) describieron la sucesión en el área de Potrero de los Funes dominada por areniscas guijosas con matriz de arena mediana y fina, en parte limosa, estratificación con superficies difusas subparalelas y en artesa (Di Paola *et al.*, 1990). La fracción clástica gruesa está dominada por clastos de metamorfitas y granitoides, escasa presencia de guijas de composición pelítica y probables volcaniclastitas tales como rodados de tobas afaníticas (Di Paola, 1994).

Sozzi *et al.* (1995) se refirieron a la Unidad II como equivalente a la Formación Cruz de Piedra, en cuya sucesión reconocieron areniscas medianas y conglomerados finos, de color castaño rojizo y verde amarillento, con cemento carbonático, y una potencia estimada en 80 m, buzando entre 2° a 4° al oeste.

Formación Río Quinto (Santa Cruz, 1979).— Santa Cruz (1979) definió la unidad en la cuenca media del río Quinto integrada por limolitas finas a medianas, arcillosas y psamíticas, de color predominante castaño y rosado, con mineralogía dominada por cuarzo, feldespato potásico, biotita, cemento carbonático y yeso. La Formación Río Quinto (tabla 1) suprayace a la Formación Paso de las Carretas (Santa Cruz, 1979), como así también, al basamento cristalino. Santa Cruz (1979) destacó que los afloramientos de la cuenca del río Conlara se caracterizan por la abundante presencia de carbonatos. Di Paola (1994) sostuvo que la sucesión de la Formación Río Quinto está dominada por areniscas medianas a finas y limos con estratificación paralela y en artesa, con intercalaciones de unidades guijarrosas, escaso porcentaje de clastos de vulcanitas y distintivos niveles con desarrollo de silcretas. Chiesa *et al.* (2011a) describieron esta unidad como conformada por intercalaciones de areniscas y limolitas, estratos de geometría tabular a lenticular, con estructura maciza y estratificación y laminación planar a entrecruzada de bajo ángulo y ondulítica, con disposición subhorizontal y hasta con 5° de buzamiento al sur-sureste. El máximo espesor aflorante en un perfil es de 50 m, pero la alta continuidad lateral de la sucesión permite sugerir una potencia superior a los 200 m. Las areniscas presentan matriz arcillosa y cemento carbonático, son de color castaño rojizo, mal seleccionadas, subredondeadas, y están moderadamente consolidadas. Se reconocen paquetes de espesores finos a medios con ortoconglomerados polimícticos, levemente conso-

lidados, con clastos subangulosos a subredondeados, moderadamente seleccionados, con un tamaño predominante de 6 cm y máximo de 12 cm. La matriz corresponde a la fracción arena fina a muy fina, con mala selección. Las limolitas son de color castaño a castaño rojizo, friables, formando un cuerpo de geometría tabular y estructura maciza y laminada, mal seleccionadas, con cemento carbonático que desarrolla nódulos y láminas de yeso.

Las últimas investigaciones realizadas referentes a la unidad se concentran en sector medio de la cuenca hidrográfica del Río Quinto, en el piedemonte austral de la Sierra de San Luis y vinculada estratigráficamente a la Cuenca de Mercedes. Las principales descripciones del material fosilífero corresponden a Prado *et al.* (1998), Cerdeño *et al.* (2008) y Chiesa *et al.* (2011a), quienes además, sobre la base del contenido fósil, sugirieron una edad entre el Mioceno tardío y el Plioceno medio para los depósitos portadores, citando faunas vinculadas con los pisos-edades mamífero comprendidas entre el Huayqueriense y Chapadmalalense.

En tal sentido, corresponde a Prado *et al.* (1998) la mención de: *Doellotatus chapadmalensis*, *Macroeuphractus retusus*, *Macrochorobates chapadmalensis* (Xenarthra, Cingulata), *Paedotherium insigne*, *Paedotherium typicum*, *Tremacyllus impressus* (Notoungulata), *Actenomys* sp., *Pithanotomys* sp., *Eucelophorus* cf. *E. chapalmalensis*, *Pascualia* cf. *P. laeviplicata*, *Dolicavia minuscula*, *Caviodon multiplicatus*, y *Lagostomopsis* sp. (Rodentia, Caviomorpha). Posteriormente, Cerdeño *et al.* (2008) publicaron un detallado estudio referido a un cráneo de *Oxyodontherium zeballosi* (Litopterna).

Finalmente, Chiesa *et al.* (2011a, 2011b) dieron a conocer detalles bioestratigráficos basados, entre otros, en la descripción de *Pseudotypotherium subinsigne* (Notoungulata, Mesotheriidae). A los que asignan algunos niveles muy bioturbados con estructuras de plantas, cuevas y madrigueras de animales pequeños.

En la sucesión sedimentaria de la Cantera Santa Isabel, Bordas (1934) mencionó una muy interesante asociación fosilífera que asignó al Plioceno temprano por vincularla con el piso-edad Montehermosense. Posteriormente, Pascual y Bondesio (1981) consideraron que la misma correspondería al Mioceno tardío al reconocer su relación con la asociación del piso-edad mamífero Huayqueriense. Dichos restos corresponden a: *Pseudotypotherium (=Typotheriodon) maendrum*, *Pseudotypotherium* sp., *Xotodon prominen* (Notoungulata), *Neosteiromys bombifrons (=Isomyopotamus affinis)* (originalmente mencionado como *Eumysops* sp.) (Rodentia, Caviomorpha), *Promacrauchenia* sp. (Litopterna), *Proscelidodon* sp. (cuestionado y referido a *Elassotherium*) (Xenarthra, Tardigrada).

Di Paola (1994) destacó un complejo de rocas piroclásticas que se intercalan con rocas epiclásticas fluviales y flujos de detritos. Las volcaniclastitas están constituidas por brechas volcánicas, tobas vítreas y cristalinas, depósitos laharicos, inflados (surges), lapilliticos, conglomerádicos y aglomerádicos. El área principal de los afloramientos es coincidente con el volcanismo descripto por Ibañes (2015) al sureste de la Sierra de San Luis y que refirió como una Faja Volcánica Terciaria (FVT). La FVT está representada por coladas de lava, domos y diques de composición modal andesítica, dacítica, lacítica y traquítica. La FVT se sitúa en el antepaís andino y está vinculada el arribo e indentación de la dorsal asísmica de Juan Fernández que marcó a los ~18 Ma, en el segmento comprendido entre los 27° y 33° S de los

Andes Centrales, el inicio de una etapa de subducción plana de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana. Los procesos tectomagmáticos vinculados a este fenómeno convergieron en el desarrollo de la FVT, la que representa un excepcional ensanchamiento del arco volcánico, con ~90 km de extensión y orientación WNW-ESE. Esta faja está integrada por los complejos volcánicos La Carolina, Cañada Honda, Tiporco, Rosario y El Morro y se ubica en el extremo SE del segmento de subducción horizontal pampeano a ~750 km de la trinchera oceánica, dispuesta casi perpendicularmente a las principales fallas inversas que delimitan el borde oeste de la Sierra de San Luis.

Desde el punto de vista del paleoambiente, los depósitos de San Luis, según Santa Cruz (1979) reflejan condiciones energéticas constantes del medio y una cierta estabilidad tectónica. Di Paola (1994), consideró que, en general, las capas pliocenas constituyen depósitos de origen fluvial desarrollados en un paleoclima árido a semiárido con una estación lluviosa que favoreció la formación de las incipientes silcretas. Chiesa *et al.* (2011a) al referirse a la Formación Las Mulitas sostuvieron que las areniscas sugieren un paleoambiente depositacional con procesos de transporte ácueo con tracción y saltación de los granos, en un régimen variable de muy alta a muy baja energía. Por su parte, las pelitas se vinculan a un paleoambiente con procesos de transporte asociados a tracción, suspensión y decantación, por lo cual, el régimen estimado varía de baja a muy baja energía, representado por cuerpos de agua temporariamente estancados, lo que habría facilitado la precipitación química en especial de los carbonatos, la colonización de la superficie y el desarrollo de horizontes edáficos. La presencia de yesos sugiere un transporte en solución saturada y posterior evaporación en cuerpos de agua de baja energía.

Las areniscas de la Formación Río Quinto constituyen depósitos de canales fluviales con desarrollo de barras y planicies de inundación, formadas a partir de procesos tractivos acuosos. Mientras que las limolitas se habrían desarrollado a partir de procesos decantativos en planicies de inundación de sistemas fluviales, vinculado a un paleoambiente depositacional de una amplia planicie aluvial, con ríos divagantes de energía moderada a baja, con desarrollo de suelos y lagos muy someros y temporarios Chiesa *et al.* (2011a, 2011b).

En conclusión y sobre la base de las similitudes estratigráficas y fósiles diagnósticos se sostiene la correlación temporal y paleoambiental de las formaciones Río Quinto y Las Mulitas, entre el sur de la sierra de San Luis (cuenca del río Quinto) y el este de las serranías Occidentales (cuenca de Beazley), respectivamente. Asimismo, caracterizan un ambiente aluvial con ríos, arroyos y depresiones inundadas, someras y temporarias, en donde las planicies de inundación favorecieron el desarrollo de horizontes edáficos con aportes eólicos y vegetación.

Mendoza

Las sedimentitas fosilíferas pliocenas en la provincia de Mendoza (figura 2), se encuentran principalmente distribuidas en el área Norte y Oriental, siguiendo el esquema de Yrigoyen (1993: fig. 1). Las sedimentitas fosilíferas corresponden a

las unidades litoestratigráficas reconocidas como Formación Tunuyán (Dessanti, 1946) y Formación Bajada Grande (Yrigoyen, 1993), expuestas en las Huayquerías de San Carlos y Huayquerías del Este y la Formación La Huertita, sobre el Bloque de San Rafael (Garrido *et al.*, 2014) (figuras 1,2). Asimismo, escasos mamíferos fósiles fueron recuperados de otros depósitos sobre el Bloque de San Rafael, eventualmente de edad Plioceno. Finalmente, la asignación al Mioceno tardío–Plioceno de los depósitos marinos con invertebrados fósiles de la Formación Letelier expuesta en Mendoza Sur es controvertida.

Mendoza Norte:

Huayquerías del Este y San Carlos .— La secuencias mio-pliocenas aflorantes en el centro-norte de la provincia de Mendoza, en las Huayquerías de San Carlos y Huayquerías del Este, fueron objeto de estudio desde principios del siglo del Siglo XX (De Carles, 1911; Rovereto, 1914; Frenguelli, 1930; Rusconi, 1939; Marshall *et al.*, 1986; ver Mioceno tardío, este volumen) (tabla 2).

El sistema de las Huayquerías integra un gran anticlinorio de amplio radio afectado por fallas orientadas E-O, las cuales adquieren mayor expresión en el núcleo de la estructura. Dicho núcleo se expone en la denominada Huayquería del Este, sector donde aflora la Formación Huayquerías (Mioceno tardío). Hacia los flancos del anticlinorio tanto en las Huayquerías del Este como en las Huayquerías de San Carlos, afloran las sedimentitas de las formaciones Tunuyán y Bajada Grande (Plioceno), ambas portadoras de vertebrados fósiles. Ambas unidades pliocenas fueron descriptas originalmente por Dessanti (1946), a partir de una sucesión limo-arenosa a conglomerádica de colores pardo-rojizos, blanquecinos y grisáceos. La identificación, caracterización de las unidades, así como su rango litoestratigráfico, fueron posteriormente establecidos por Yrigoyen (1993, 1994).

Formación Tunuyán (Dessanti, 1946) (= Limos de Potrero sensu Bracaccini, 1938).— Esta unidad está ampliamente expuesta a ambos lados de la meseta del Guadal. Esta unidad está representada por una sucesión de areniscas de granulometría fina a media, en ocasiones entrecruzadas, con intercalaciones de limos arenosos, lentes aislados de conglomerados finos grisáceos y areniscas cineríticas de color gris blanquecino.

Al igual que la infrayacente Formación Huayquerías, la Formación Tunuyán, es portadora de una variada, aunque aún escasa, asociación de vertebrados fósiles la cual permitió el reconocimiento de la "faunula Tunuyanense" (Kraglievich, 1934), como así también su correlación con la Formación Corral Quemado aflorante en el noroeste argentino (Riggs y Patterson, 1939). Rovereto (1914), Riggs y Patterson (1939) y Kraglievich (1934) consideraron esta asociación en transición entre el "Araucanense" y el Montehermosense, mientras que otros autores (e.g., Pascual y Odreman Rivas, 1973; Marshall, 1985; Marshall *et al.*, 1986) le asignaron una edad Montehermosense. Hasta la fecha, no se dispone de dataciones radimétricas para la Formación Tunuyán (Yrigoyen, 1994, contra Marshall *et al.*, 1986), pero su cronología está restringida por la edad de la infrayacente Formación Huayquerías y

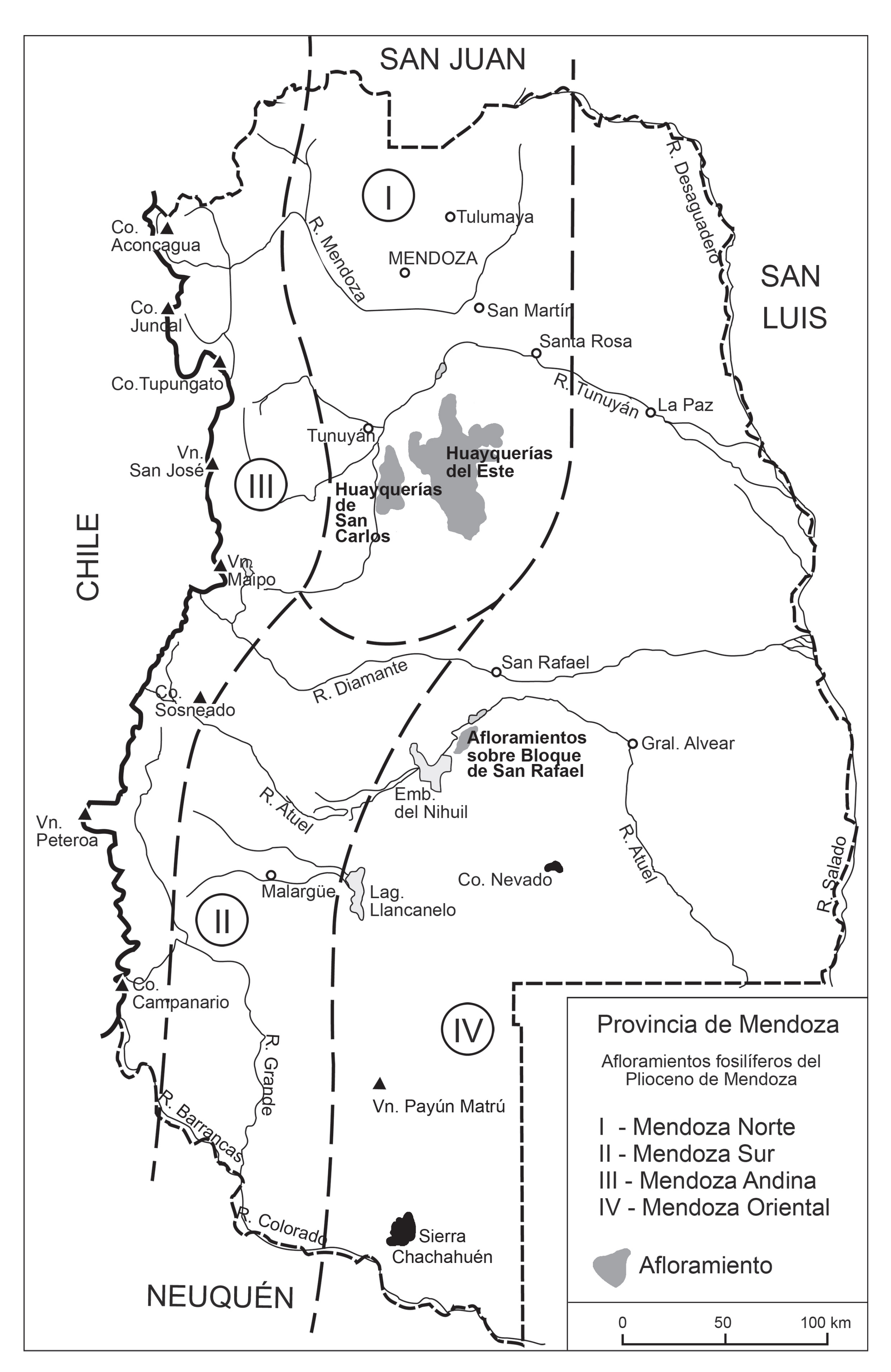


Figura 2. Distribución de los afloramientos de las sedimentitas asignadas al Plioceno en la provincia de Mendoza.

la suprayacente Formación Bajada Grande (Marshall et. al., 1986; Yrigoyen, 1994; Cione y Tonni, 1995). De esta forma, algunos autores han estimado una edad comprendida entre los 5,5 Ma y 3,8 Ma o los 5,3 Ma y 3,3 Ma (ver Yrigoyen, 1994), lo cual implicaría un solapamiento temporal con las edades Montehermosense–Chapadmalalense de la costa bonaerense (e.g., Tomassini *et al.*, 2013).

De acuerdo a Yrigoyen (1993), la Formación Tunuyán se correlacionaría en parte con la Formación Río de los Pozos (= Serie Amarilla *sensu* Trümpy y Lehz, 1937) aflorante al oeste de la comarca; sin embargo, Yrigoyen *et al.*, (1995) prefirieron para esta última una edad no más moderna que los 5,8 Ma (véase también Chiaramonte *et al.*, 2000).

Entre los vertebrados fósiles de la Formación Tunuyán, se encuentran los colectados por De Carles (1911) y estudiados por Rovereto (1914) y aquellos hallados por Dessanti (1946) e Yrigoyen (1994), posteriormente revisados y actualizados en su sistemática y procedencia por Pascual y de la Fuente (1993) (tabla 1). Los taxones identificados incluyen: el perezoso *Pronothrotherium typicum* (= *P. subtypicum*), los dasipódidos *Chorobates villosissimus* (=*Proeuphractus minor*), *Doellotatus fibularis* (=*Eutatus fibularis*) y *Chaetophractus*? sp. (= *Dasypus* sp. en Rovereto, 1914), y un pampatérido *Plaina subintermedia* (=*Chlamydotherium subintermedium*). El espécimen de *Plaina subintermedia* descripto por Rovereto (1914) corresponde al ejemplar tipo y único conocido para esta especie, la cual fue considerada recientemente como *nomen dubium* (Góis Lima, 2013). Entre los gliptodóntidos fueron reconocidos para la unidad *Eosclerocalyptus*? sp. (= *Sclerocalyptus* sp. en Rovereto, 1914), *Neuryurus gigantens*, especie discutida por Kraglievich, 1934 y *Plohophorus* sp.

Los notoungulados están representados por los hegetotéridos rodentiformes *Paedotherium* sp. (=*Pachyrucos* sp. en Rovereto, 1914) y *Tremacyllus subdiminutus*. Respecto a este último, *T. subdiminutus* podría resultar sinónimo de otra especie del género, siendo necesario nuevos materiales para poder establecer la validez de la especie (Cerdeño y Bond, 1998). Otros notoungulados incluyen *Pseudotypotherium subinsigne* (=*Typotherium subinsigne*; incluye *Pseudotypotherium carlesi*) (Mesotheriidae) y *Xotodon major* (Toxondontidae), este último registrado únicamente en la provincia de Mendoza. Riggs y Patterson (1939) sugirieron que *X. major* debería ser considerado sinónimo de *X. cristatus*; sin embargo, esta propuesta no ha sido formalizada.

Entre los Rodentia de la Formación Tunuyán fueron reconocidos los octodontoideos "*Eumysops*" *serridens* (Echimydae), *Neophanomys biplicatus* (=*Eumysops parvidens*; véase Verzi *et al.*, 1999), *Pseudoplataeomys elongatus* (=*Plataeomys elongatus*), *Pithanotomys columnaris* y *Palaeoctodon simplicidens* (Octodontidae) (Verzi *et al.*, 1999; Olivares *et al.*, 2012). Respecto a "*Eumysops*" *serridens*, Olivares *et al.* (2012) han preferido mantener para este taxón una nomenclatura abierta. Aunque su pertenencia al género *Eumysops* haya quedado desacreditada (Kraglievich, 1957; Olivares, 2009), su transferencia a otro género resulta igualmente controvertida. De esta forma, los materiales procedentes de las Huayquerías originalmente asignados al género *Eumysops* pertenecen a otros géneros de equímidos u octodóntidos (Olivares *et al.*, 2012). Respecto a *Pseudoplataeomys*, es preciso indicar que si bien el género ha sido mencionado reiteradamente para diversas unidades pliocenas (e.g., formaciones Andalhuala y Monte Hermoso), varios autores han comentado sobre la

profunda revisión que necesita el género y las especies incluidas (Verzi y Quintana, 2005; Deschamps *et al.*, 2012; Esteban *et al.*, 2014). Otros roedores mencionados para la Formación Tunuyán incluyen *Cardiomys ameghinorum* (Hydrochoeridae), *Lagostomopsis* sp. (=*Viscaccia* sp. en Rovereto, 1914) (Chinchillidae), *Protabrocoma antiqua* (=*Abrocoma antiqua*) (Abrocomidae) y *Prodolichotis prisca* (=*Dolichotis prisca*) (Caviidae). Si bien las especies del género *Prodolichotis* han sido mencionadas para diversas unidades del Neógeno tardío de América del Sur (e.g. formaciones Andalhuala, Arroyo Chasicó, Monte Hermoso e Ituzaingó —Argentina—; Camacho y San José —Uruguay), este taxón necesita una revisión profunda, así como las especies incluidas (Ubilla y Rinderknecht, 2003).

Entre los Carnivora, el Procyonidae *Chapalmalania altaefrontis* Kraglievich y Olazabal, 1959 ha sido mencionado para la Formación Tunuyán. Su holotipo y único espécimen sin duda perteneciente a esta especie fue recolectado aproximadamente en la mitad superior de la unidad (Kraglievich y Olazabal, 1959; Yrigoyen, 1994; Cione y Tonni, 1995). Una mandíbula encontrada en Puerta de Corral Quemado fue asignada con dudas a esta especie por Kraglievich y Olazabal (1959), aunque no es preciso su nivel de procedencia (Marshall *et al.*, 1979). Consecuentemente, su antigüedad podría resultar desde ca. 7 Ma hasta menos de 3,53 Ma (ver Esteban *et al.*, 2014:fig. 2). La especie tipo del género (*Chapalmalania ortognatha*) fue recuperada de la Formación Chapadmalal, de niveles algo más antiguos que 3.3 Ma, edad Chapadmalalense, aflorantes en el sudeste de la provincia de Buenos Aires (Ameghino, 1908; Berman, 1994; Prevosti y Soibelzon, 2012). Para la misma región fueron publicados otros dos especímenes de esta especie, un cráneo encontrado en la "Formación." Chapadmalal, (Prevosti *et al.*, 2013) y una mandíbula asignada a *Ch. ortognatha* recuperada de niveles más modernos, asignados al Vorohuense (Berman, 1994). Recientemente un primer molar superior incompleto fue descripto para el Plioceno tardío de Colombia (Forasiepi *et al.*, 2014a,b). En síntesis, la antigüedad del género *Chapadmalania* podría estar restringido al Plioceno, sin embargo la cronología de las especies es aún imprecisa.Trabajos de campo recientes en las Huayquerías del Este han proporcionado nuevos restos fósiles: Marmosini (Didelphimorphia), Dasypodidae, Glyptodontidae, Pachyrukhinae, Octodontoidea, Chinchillidae, Caviidae y Serpentes (Echarri *et al.*, 2013; Bonini *et al.,* 2016), actualmente en estudio.

Respecto al paleambiente, trabajos faciales en desarrollo sugieren que la Formación Tunuyán está formada mayormente por depósitos de bajada aluvial asociados a depósitos eólicos, bajo un clima claramente más árido que la precedente Formación Huayquerías (Garrido, 2017 comunicación personal).

Tabla 2. Cuadro de correlación de las unidades sedimentarias del Plioceno en la provincia de Mendoza.

Ma	Epocas		SALMAs	MENDOZA NORTE	MENDOZA ORIENTAL
0	HOLOC.		Bon+Luj+Plat		
	PLEIST.		Ensenadense	Fm. Bajada Grande	
	PLIO-CENO	S	Marplatense		
		I	Chapadmalalense	Fm. Tunuyán	Fm. Río Seco del Zapallo / Fm. La Huertita
5			Montehermosense		
	MIOC.	S	Huayqueriense	Fm. Huayquerías	

Formación Bajada Grande (Yrigoyen, 1993).— Esta unidad está conformada por los miembros Tilloide del Quemado, La Represa y Miembro medio (Yrigoyen, 1994). El Miembro Tilloide del Quemado (= Morena del Quemado *sensu* Dessanti, 1946) incluye niveles alternantes de areniscas, limos arenosos y conglomerados, conteniendo clastos caóticamente desordenado y a veces grandes bloques de más de 3 m de diámetro. Por su parte el Miembro La Represa (= Formación La Represa *sensu* Dessanti, 1946) está dominado por bancos conglomerádicos, areniscas y limos arenosos de color pardo rojizo; mientras que el Miembro medio (= "Serie tobácea con franjas blancas" *sensu* Bracaccini 1938; =Formación Bajada Grande *sensu* Dessanti, 1946), está caracterizado por un predominio de material volcanogénico y más friable, incluyendo limos, areniscas cineríticas, cineritas y conglomerados de tonalidades claras. Siguiendo a Yrigoyen (1993, 1994), debiera adjudicarse una edad radimétrica de 2,6±0,1 Ma al Miembro La Represa, y similarmente una edad de 2,4 ±0,3 Ma. al Miembro medio, ambas edades originalmente indicadas por Marshall *et al.* (1986) para la Formación Tunuyán.

El contenido fosilífero de la Formación Bajada Grande es escaso. Yrigoyen (1993) indicó para el sector superior del Miembro La Represa y de un nivel conglomerádico la procedencia de una coraza de Glyptodontidae que fuera descripto posteriormente como *Plohophorus yrigoyeni*. Por su parte, Yrigoyen (1993, 1994) y Pascual y de la Fuente (1993) indicaron *Eleutherocercus* aff. *E. vilardeboi*, *Megatherium* sp. cf. *M. gaudryi* y *Megatherium* aff. *M. istilarti* como procedentes de la Formación Bajada Grande (sensu lato).

Respecto al paleambiente, la Formación Bajada Grande estaría conformada mayormente por depósitos aluviales y eólicos (Garrido, 2017 comunicación personal). Por su parte el origen del Miembro Tilloide del Quemado es controvertido (Yrigoyen, 1993). Está caracterizado por bloques de grandes dimensiones, lo cual se ha interpretado como de origen glaciario (e.g., Dessanti, 1946) o alternativamente vinculado a flujos excepcionales de detritos densos (Polanski, 1963).

Mendoza Oriental:

Bloque de San Rafael.— Las sedimentitas y en menor proporción las piroclastitas, depositadas sobre el Bloque de San Rafael durante el Neógeno tardío se distribuyen en pequeñas depresiones tectónicas aisladas (tabla 2). A primera vista los afloramientos resultan homogéneos y conforman un típico relieve de Huayquerías (González Díaz, 1964). Estos depósitos fueron mencionados por primera vez por Groeber (1951, 1952), bajo la denominación de "Calchaquí" o "Estratos Calchaquíes". Posteriormente, Dessanti (1956) los describió con mayor detalle como "Estratos de Aisol". Luego González Díaz (1964) utilizó el nombre de "Formación Río Seco de la Frazada", para acuñar más tarde la denominación formal de Formación Aisol (González Díaz, 1972; Sepúlveda *et al.*, 2000, 2007). Sobre la base de los vertebrados (posiblemente exhumados de los niveles inferiores de la secuencia), Groeber refirió estos estratos en su conjunto al Mioceno medio (Groeber, 1951, ver también Soria, 1983; Forasiepi *et al.*, 2011) o al Mioceno tardío-Plioceno (Groeber, 1952). Trabajos más recientes desarrollados sobre la margen derecha del río Atuel, incluyendo las

vecindades del Arroyo Seco de la Frazada y cerro Aisol, han revelado la presencia de al menos dos asociaciones de vertebrados de edades diferentes (Forasiepi *et al.*, 2009, 2011; Vucetich *et al.*, 2011). La asociación más antigua fue referida al Mioceno temprano (Santacrucense), con una datación radimétrica U-Pb, basada en circones de un nivel de cinerita de la base de la Formación Aisol, de 19,480 ± 0,025 Ma (Forasiepi *et al.*, 2014a, b; ver Mioceno temprano, este volumen). Por su parte, la asociación de vertebrados fósiles más moderna de la secuencia fue asignada al Plioceno (posiblemente correlacionable con el Montehermosense o Chapadmalalense) (Vucetich *et al.*, 2011; Turrazzini, 2013; Garrido *et al.*, 2014). En este contexto, los análisis litofaciales, la configuración de los cuerpos sedimentarios y el paleoambiente inferido permitieron restringir la extensión areal y temporal de la Formación Aisol ss. para los niveles más antiguos y reconocer una nueva unidad litoestratigráfica pliocena denominada Formación La Huertita (Garrido *et al.*, 2014).

Formación La Huertita (Garrido et al., 2014).— La unidad representa una sucesión de depósitos epiclásticos fluviales caracterizados por sedimentitas finas, pelíticas y psamíticas, de color gris rosáceo. Los depósitos predominantes corresponden a areniscas limosas macizas, en ocasiones con estratificación convoluta (Garrido *et al.*, 2014). El inicio de la depositación de la Formación La Huertita habría estado asociado a un evento de deformación compresional regional acaecido hacia fines del Mioceno o inicios del Plioceno.

Los vertebrados fósiles recuperados de la Formación La Huertita incluyen una variada asociación y fueron referidos en la literatura previa como provenientes de la “sección media” de la Formación Aisol (Forasiepi *et al.*, 2009, 2011; Vucetich *et al.*, 2011; Turazzini, 2013; Turazzini y Miquel, 2014). Estos incluyen: Didelphidae indet., *Hesperocynus dolgopolae* (Sparassocynidae), Mylodontidae indet; Megatheriinae indet., cf. *Doellotatus* (Dasypodidae), Doedicurinae indet. (Glyptodontidae), *Tremacyllus* sp. (Hegetotheriidae), *Pseudotypotherium exiguum* o *P. subinsigne* (Mesotheriidae), *Caviodon cuyano* (Hydrochoeridae), *Orthomyctera* sp. y varios otros roedores Caviinae (Caviidae) que requieren una revisión taxonómica detallada, *Protoabrocoma* sp. (Abrocomidae) y un Ctenomyidae aff. *Eucoelophorus* (Ctenomyidae).

En su conjunto, la asociación de mamíferos fósiles (e.g., *Pseudotypotherium subinsigne* o *P. exiguum*, *Protabrocoma* sp., *Orthomyctera* sp.) de la Formación La Huertita sugieren una edad Montehermosense. En particular los roedores Ctenomyidae aff. *Eucoelophorus* y *Caviodon cuyano* podrían estar indicando una edad más moderna (Montehermosense–Chapadmalalense) (Vucetich *et al.*, 2011). A pesar de la cercanía geográfica y presunta contemporaneidad con los depósitos de Mendoza Norte, y con la posible excepción de *Pseudotypotherium subinsigne*, no existen al momento, elementos faunísticos en común con la Formación Tunuyán. De niveles edafizados de la Formación La Huertita fueron recuperados al menos cuatro gastrópodos pulmonados terrestres: *Succinea* aff. *Succinea meridionalis* (Succineidae), *Gastrocopta* sp. (Vertiginidae), *Bostryx* sp. (Bostrycidae) y *Radiodiscus sanrafaelensis* (Charopidae), esta última especie hasta ahora es solo conocida para la Formación La Huertita (Turazzini y Miquel, 2014).

El paleoambiente de depositación de la Formación La Huertita correspondería a una planicie de inundación con desarrollo de paleosuelos cálcicos, típicos de zonas áridas y semiáridas. Se ha inferido la presencia de ríos efímeros, gravosos y baja sinuosidad, con el eventual aporte y/o retrabajo eólico de los depósitos de la planicie de inundación (Garrido *et al.*, 2014). Por su parte la asociación de moluscos sugiere un ambiente semiárido y con esporádicos eventos de inundación y suelos saturados de agua (Turazzini y Miquel, 2014).

Otros restos de vertebrados fósiles posiblemente de edad Plioceno

Depósitos epiclásticos pardo-rojizos expuestos en las canteras próximas a la Villa 25 de Mayo fueron referidos a la Formación Aisol (Dessanti, 1956; Sepúlveda *et al.*, 2000); sin embargo, esta asignación debiera tomarse con cautela. Estos depósitos han proporcionado restos muy fragmentarios e indeterminados de vertebrados a excepción de un fragmento mandibular del marsupial *Microtragulus catamarcensis* (Argyrolagidae) (Garrido *et al.*, 2014; García-López y Babot, 2015). El holotipo de la especie proviene de la Formación Andalhuala, provincia de Catamarca, atribuidos al Mioceno tardío (Huayqueriense; e.g., Goin *et al.*, 2000) o Plioceno temprano–"medio" (Montehermosense – Chapadmalalense (Reguero y Candela, 2011), con una datación que abarca entre los 7,14 Ma y 3,66 Ma (Mioceno tardío–Plioceno temprano) para toda la unidad (Esteban *et al.*, 2014, ver también García-López y Babot, 2015). De confirmar un significado biocronológico para este taxón, la asignación de los depósitos aflorantes en la Villa 25 de Mayo a la Formación Aisol (Mioceno temprano) debiera ser re-considerada.

En las inmediaciones de las Salinas del Diamante, afloramientos discontinuos y poco extensos fueron referidos a la Formación Río Seco del Zapallo (Sepúlveda *et al.*, 2000). La Formación Río Seco del Zapallo (= Estratos del Diamante *sensu* Dessanti, 1956) fue establecida por González Díaz (1972) sobre la base de afloramientos expuestos a lo largo del río homónimo (al sur de San Rafael) donde se expone la parte inferior de la unidad y afloramientos sobre el Río Seco de la Hedionda (al norte de San Rafael) donde se exponen los niveles superiores (*sensu* Gonzalez Díaz, 1972). Esta unidad está caracterizada por depósitos de areniscas friables pardo grisáceas a verdosas y a veces rojizas en la parte inferior y limolitas y arcilitas de tonos rojizos a pardo amarillentos con intercalaciones de horizontes tobáceos claros en la parte superior de la unidad (Sepúlveda *et al.*, 2000).

En las vecindades de las Salinas del Diamante, los depósitos están dominados por areniscas pardo-rosadas, caracterizadas por su buena selección y estructura entrecruzada. De esta localidad fue recuperado un esqueleto postcraneano casi completo y molariformes de un Mesotheriidae (MHNSR 1185) en estudio (Cerdeño, com. pers. 2016).

No existen dataciones radimétricas que permitan calibrar la edad de la unidad. Su tentativa asignación al Plioceno se basa sobre relaciones estratigráficas regionales (Sepúlveda *et al.*, 2000). Se ha sugerido un ambiente de planicie aluvial para la

Formación Río Seco del Zapallo (Sepúlveda *et al.*, 2000) y la eventual acumulación de depósitos eólicos en particular en el sitio fosilífero (Garrido, com. pers. 2016).

En Mendoza Sur, distrito de la Sierra de Palaoco, aflora la Formación Letelier (Dessanti 1973) (= "Santamariense" *sensu* Groeber, 1947a; Formación Las Chacras *sensu* Méndez *et al.*, 1995) caracterizada por niveles conglomerádicos de pobre selección y escasos elementos tufáceos. Restos fósiles de *Corbicula stelzneri*, microfósiles calcáreos, nanoplancton, pelecípodos y gasterópodos fueron recuperados de bancos calcáreos (Narcizo *et al.*, 2004). Estos fósiles permitieron sugerir la presencia de un ambiente marino marginal somero asociado a un ambiente fluvial vinculado a la ingresión del mar Paranaense en la zona del valle del Río Grande y asignar tentativamente la unidad al Mioceno tardío–Plioceno (Dessanti, 1973; Yrigoyen, 1993; Narcizo *et al.*, 2004). Sin embargo, una revisión más reciente ha sugerido que los invertebrados fósiles marinos son retransportados del infrayacente Grupo Malargüe (Cretácico–Paleógeno) y al contrario, relaciones estratigráficas regionales y correlaciones permitirían asignarle a la unidad una edad Mioceno medio (~10 Ma) (Silvestro y Atencio, 2009). La unidad habría estado depositada en un ambiente fluvial, asociado a un ambiente palustre desarrollado únicamente en el depocentro de la subcuenca Río Grande (Silvestro y Atencio, 2009) (tabla 2).

San Juan

Los afloramientos pliocenos de la provincia de San Juan (fugura 3) incluyen 15 formaciones. Si bien es la provincia donde más unidades se han descripto, es posible que algunas de ellas puedan corresponder enteramente a depósitos miocenos cuando se confirmen las edades con métodos absolutos. Sin embargo, se decidió tener en cuenta todas aquellas unidades cuya edad pliocena aun se encuentra bajo discusión. De oeste a este, se han dividido en cuatro grupos: (1) los afloramientos de la Cordillera; (2) los del valle intermontano entre la Cordillera y la Precordillera Occidental; (3) los de la Precordillera, y valle intermontano entre Precordillera y Sierras Pampeanas; y (4) los de las Sierras Pampeanas. En la mayoría de ellos no se registran fósiles, lo que se expresa en escasos estudios paleontológicos de fauna pliocena en la provincia.

Afloramientos de Cordillera Norte.— Los afloramientos en la Cordillera norte son saltuarios y abarcan mayoritariamente el Mioceno, aunque en los mapas del área (incluida la Hoja Geológica de Rodeo) se observa que su edad se extendería al Plioceno, vinculándolos con el levantamiento de la Cordillera (Cardó y Díaz, 1999; Litvak y Page, 2002; Litvak *et al.*, 2004) (tabla 3). No se han registrado fósiles en ninguna de las formaciones ubicadas en Cordillera norte.

Formación Los Bañitos (Malizia et al., 1997).— Esta unidad aflora en la Cordillera Principal de San Juan entre los macizos montañosos Cordillera del Zancarrón y de La Brea. La misma se dispone en discordancia angular sobre los depósitos volcánicos y volcaniclásticos del Eoceno y Mioceno. Esta unidad incluye una secuencia

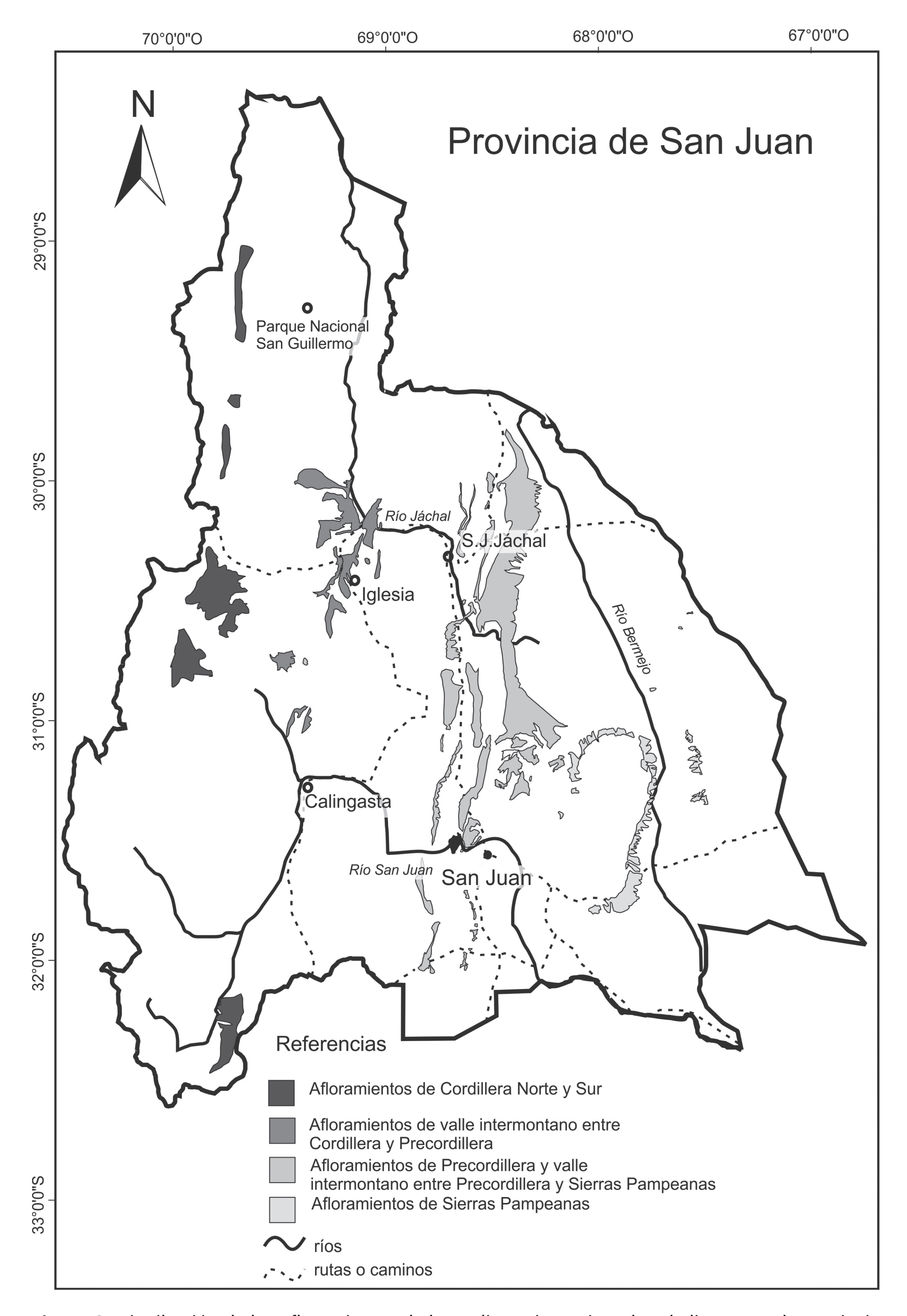


Figura 3. Distribución de los afloramientos de las sedimentitas asignadas al Plioceno en la provincia de San Juan.

Tabla 3. Cuadro de correlación de las unidades sedimentarias del Plioceno en la provincia de San Juan.

Espacio / Tiempo	Cordillera Norte		Cordillera Sur	Valle intermontano entre Cordillera y Precordillera				Precordillera y valle intermontano entre Precordillera y Sierras Pampeanas		Sierras Pampeanas		
Pleistoceno								Fm. Corral				Fm. Río Camperito
Plioceno	Fm. Los Bañitos	Fm. Olivares	Fm. Chinches	Gr. Iglesia o Fm. Rodeo	Fm. o Mb. Las Flores	Fm. Lomas del Inca	Fm. Puchuzum	Fm. Mogna		Fm. Angostura s/Los Llanos	Fm. San Roque	
								Fm. Río Jáchal	Fm. Loma de las Tapias			Fm. Nikizanga
Mioceno					Fm. o Mb. Lomas del Campanario							

abigarrada de conglomerados, areniscas, brechas de abanicos aluviales y escasas tobas dispuestas en posición horizontal o subhorizontal. Estos depósitos corresponden a depósitos de abanicos aluviales y sistemas entrelazados proximales (Limarino *et al.*, 1999).

Formación Olivares (Bastías, 1991).— Esta unidad de 1000 m de espesor está compuesta por coladas piroclásticas y cuerpos subvolcánicos que la intruyen. La edad de esta unidad oscila entre el Mioceno medio y el Plioceno (Rodríguez Fernández *et al.*, 1996).

Afloramientos de Cordillera Sur:

Formación Chinches (Mirré, 1966).— La cuenca del Cordón Manantiales, ubicada en la Cordillera Principal es una depresión elongada de 65 km de largo por 18 km de ancho que contiene aproximadamente 3600 m de espesor de sedimentos no marinos. Esta área ha sido estudiada por Schiller (1912), Groeber (1951) y Mirré (1966) quien describió a la Formación Chinches, la principal unidad aflorante del área, y más recientemente por los trabajos de Iglesia Llanos (1995) (tabla 3).

La Formación Chinches se dispone en discordancia sobre el complejo volcánico de la Formación El Horcajo, del Grupo Choiyoi (Iglesia Llanos, 1995). La localidad tipo de esta unidad es en el cerro homónimo, situado a 7 km de la Estancia Las Hornillas. La misma está integrada de base a techo por los miembros: Areniscas Chocolate, Brecha Andesística y Areniscas Conglomerádicas (Iglesia Llanos, 1995; Jordan *et al.*, 1997). Sin embargo, Pérez (1995, 2001) la separa en siete miembros (TC0-7).

El Miembro Areniscas Chocolate, o Miembro TC0, tiene espesor variable, alcanzando los 350 m de espesor de areniscas y conglomerados con estratificación entrecruzada a gran escala, de coloraciones pardo rojizas, interpretadas como eólicas (Pérez, 1996). Este Miembro podría ser equivalente a otras unidades cenozoicas eólicas ocurridas entre los 21 y los 11 Ma (e.g., Milana *et al.*, 1993; Jordan *et al.*, 1997), correspondiendo al Mioceno.

El Miembro Brecha andesítica, o Miembro TC1, posee 100 m de espesor de una brecha andesítica de color pardo grisácea matriz soportadas con clastos que alcanzan varios decímetros de diámetro. La misma fue correlacionada químicamente con la Formación Doña Ana de edad Oligocena y Miocena temprana, ubicada a 200 km al norte (Jordan *et al.*, 1997).

El Miembro Areniscas Conglomerádicas, o Miembros TC2-7, aflorante al oeste del Río Los Patos, al este de la Cordillera Frontal, entre la Quebrada Honda al Norte y hasta el Cerro Carvajal al Sur.

Esta unidad posee 3000 m de espesor según Iglesia Llanos (1995); sin embargo, Pérez (1995) sostuvo que son sólo 1000 m con repeticiones por falla, recientemente Jordan *et al.* (1997) volvieron a confirmar los 3000 m de espesor descriptos por los primeros autores. El Miembro Areniscas Conglomerádicas se apoya en discordancia sobre el Miembro Areniscas Chocolate o sobre la Formación El Horcajo (Mirre, 1967) y es cubierta en discordancia por depósitos Cuaternarios.

La misma está compuesta por bancos de areniscas finas de coloración rojiza con intercalaciones de areniscas gruesas de color gris en la base que se intercalan con bancos de areniscas medianas a finas y en menor medida conglomerados clasto-soportados, de color gris con estratificación entrecruzadas y paralela. La mitad superior del miembro se caracteriza por abundantes bancos de areniscas gruesas conglomerádicas de color gris, en ocasiones con estratificación entrecruzada. Estos bancos también aparecen intercalados con bancos conglomerádicos caóticos más gruesos de coloración roja y con bancos de areniscas medianas grises con laminación ondulítica y paralela y grietas de desecación. Los 400 m superiores del Miembro Areniscas Conglomerádicas están conformados por bancos areniscosos rojizos de granulometría media, que alternan con bancos de areniscas grises gruesas con venillas evaporíticas e intercalaciones de tufitas y calizas. Finalmente, la sucesión está coronada por una brecha rojiza de aproximadamente 30 m de espesor. Similarmente, Jordan *et al.* (1997) distinguieron ocho asociaciones de facies para este miembro.

Paleoambientalmente, la secuencia granocreciente de la Formación Chinches ha sido interpretada como un ambiente de piedemonte medio a proximal, donde se distinguen sedimentos de llanura aluvial y ríos entrelazados intercalados con cuerpos de agua dulce. Por su parte, el cemento ceolítico de las areniscas indicaría condiciones climáticas áridas (Iglesia Llanos, 1995). Jordan *et al*. (1997) reconoció una secuencia que comienza con flujos de detritos, seguida por depósitos de canales fluviales areno gravosos que se intercalan hacia el techo con facies lacustres y culmina con facies de bajada pedemontana aluvial. Pérez (2001) coincide con la interpretación del paleoambiente fluvial en la base; sin embargo, hacia el techo incluye un intervalo marino previo al intervalo lacustre, volviendo luego a coincidir con la interpretación de los abanicos aluviales y ríos entrelazados de los autores precedentes.

La edad de esta unidad fue asignada al Mioceno medio por correlación con los depósitos Colloncurenses (Mirré, 1966) y por el contenido de mamíferos fósiles (Rusconi, 1946; Mirré, 1966). Sin embargo, de acuerdo a Cortés (1993), la presencia de bloques de la Formación El Horcajo provenientes del levantamiento del Cordón del Espinacito (Plioceno temprano), estaría indicando una edad pliocena. Jordan *et al.* (1997) realizaron cuatro dataciones del miembro superior asignándola al Mioceno

temprano - medio (17,1; 16,5; 12,4 y 11,5 Ma). Estas dataciones resultan coincidentes con la historia geológica propuesta por Pérez (2001) para la cuenca, asignándola netamente al Mioceno (entre los 20 y los 10 Ma), evocando que durante el Plioceno habría comenzado el levantamiento del Cordón del Espinacito y la reactivación de la falla homónima. Más recientemente, numerosos vertebrados fósiles han sido recuperados en los niveles basales (TC2 y TC3) de la Formación Chinches (Paucituberculata, Cingulata, Notoungulata, Tardigrada, Litopterna, y Rodentia); la presencia de caviomorfos tales como *Eocardia montana*, *E. excavata* (Cavioidea), *Ameghinomys constans* (Octodontoidea) y del toxodóntido *Nesodon conspurcatus* (Toxodontidae) sugieren para los depósitos portadores una edad correspondiente al Mioceno temprano, edad Santacrucense (López *et al.*, 2011; Verzi *et al.*, 2017).

Valle Intermontano entre la Cordillera y la Precordillera Occidental.— Los afloramientos del valle intermontano de la cuenca de Iglesia representan un depocentro continental, de forma elipsoidal, de 70 km de largo por 35 km de ancho. De acuerdo a datos geofísicos, Beer (1989) y Beer *et al.* (1990) determinaron un espesor de 3,5 km en el depocentro, adelgazándose hacia el norte-sur y este-oeste (Re *et al.*, 2003). Estos afloramientos están concentrados en el Grupo Iglesia (Wetten, 1975), el que originariamente fue llamado Formación Rodeo por Furque (1963), luego Formación Lomas del Campanario (Minera TEA, 1986) y más tarde retomada la nomenclatura de Formación Rodeo por Alonso (2011). El Grupo Iglesia de Wetten (1975) incluye las formaciones Lomas del Campanario (inferior) y Las Flores (superior). La Formación Rodeo (Furque 1963; ver también Alonso *et al.*, 2011) agrupa los miembros Lomas del Campanario y Las Flores, en forma equivalente. En conjunto se consideró a la cuenca de Iglesia como una cuenca de piggy-back con once secuencias depositacionales. Dataciones efectuadas en la base de la unidad por trazas de fisión en circones arrojaron edades entre 9,6 y 6,6 Ma (Johnson *et al.*, 1987). Sin embargo, Re y Barredo (1993) utilizando estas mismas sedimentitas, hallaron edades de 11,2 ± 0,5 y 8,2 ± 0,2 Ma por el método Ar/Ar. Por su parte, Alonso (2011) re-datό estos mismos depósitos obteniendo edades de 11,1 ± 0,3 Ma y 9,5 ± 0,2 Ma. Si bien estas edades son netamente Miocenas, los términos superiores de la unidad podrían alcanzar el Plioceno de acuerdo a numerosos autores (Beer *et al.*, 1990; Jordan *et al.*, 1993; Cardó y Díaz, 1999; Re *et al.*, 2003; Ruskin y Jordan, 2007; Alonso *et al.*, 2011). Similarmente, los últimos estudios de Johnson *et al.* (1987), Jordan *et al*. (1997) y Re *et al*. (2003) mencionan al Grupo Iglesia correlativo de las secuencias depositacionales 2 a 11 del sector norte de la cuenca no marina de Iglesia, acumulados entre los 9 y 4 Ma, abarcando de esta forma la base del Plioceno. A partir del Plioceno, la cuenca de Iglesia se angosta quedando activo sólo el depocentro occidental (Jordan *et al*., 1997; Re *et al*., 2003). Estratigráficamente, podría correlacionarse la secuencia depositacional 1 con la Formación Lomas del Campanario de edad miocena y las secuencias depositacionales 2 a 11, separadas por una clara discordancia, con la Formación Las Flores de edad mio-pliocena, aunque esto aún no está resuelto (Re *et al*., 2003) (tabla 3).

Formación Lomas del Campanario (Wetten, 1975) (=Miembro Lomas del Campanario de Formación Rodeo; Alonso, 2011).— La Formación Lomas del Campanario aflora en las partes bajas del valle de Iglesia y al sur de la localidad de Tocota (Cardó y Díaz, 1999). Esta unidad, según Wetten (1975) está compuesta por una fase inferior aglomerádica constituida por andesitas, dacitas, tobas y bombas volcánicas de color marrón rojizo, verde grisáceo o gris y una fase superior conglomerádica con estratificación cruzada y con intercalaciones de diatomitas.

Bercowski (1993), en cambio diferenció distintas facies, entre las que se destacaron: facies de flujo inflado, facies de lahares, facies de flujo de cenizas, facies de lluvias de cenizas, facies de avalancha volcánica de detritos. Para estos niveles, se reconoció en el Cerro Negro de Iglesia el centro eruptivo. La fase conglomerádica superior es de carácter poligénico pero también con un alto contenido de vulcanitas. Los clastos son de andesitas, grauvacas, filitas, cuarcitas y otros. Constituye una variación facial del miembro anterior que en algunos casos se interdigitan. También integran esta secuencia areniscas gris claras, tobáceas, gruesas a conglomerádicas con estratificación entrecruzada, cuyo ambiente es fluvial con aporte piroclástico. Como puede observarse, esta unidad tiene una componente volcánica importante a los largo de toda la sucesión.

Por encima, aparece una secuencia conglomerádica que Wetten (1975) y Johnson *et al.* (1987) la incluyeron en el miembro inferior de la Formación Las Flores, aunque Zambrano y Damiani (1992) la incluyeron en el sector cuspidal de la Formación Lomas de Campanario. Esta sucesión se habría formado en un sistema de ríos proveniente de algún centro volcánico. Los depósitos son una combinación de importantes cursos de agua y tobas con clastos de pómez de hasta 4 cm. Johnson *et al.*, (1987), Beer *et al.*, (1990), Re y Barredo (1993) y Re (1994) describieron este paquete como compuesto por varios ciclos, con estructuras sedimentarias de corte y relleno, estratificación cruzada en artesa y cruzada planar. Asimismo, vincularon estos depósitos a un ambiente de planicies arenosas correspondientes a facies distales de abanicos aluviales, con intercalaciones de areniscas y conglomerados correspondientes a flujos canalizados de un sistema de cursos entrelazados.

Formación Las Flores (Wetten, 1975, modificada por Zambrano y Damiani, 1992) (= Miembro Las Flores de Formación Rodeo; Alonso, 2011).— Los afloramientos de esta unidad se localizan desde el oeste del cerro Negro hasta la localidad de Cuesta del Viento y desde el oeste de Pismanta hasta Colangüil. La misma se dispone en forma concordante con la Formación Lomas del Campanario, alcanzando un espesor de más de 600 m. La Formación Las Flores está constituida por una sucesión de arcilitas, limolitas bien estratificadas en gruesos bancos muy compactos y areniscas finas de tonos rojizos, castaños y amarillo claro, con intercalaciones de yeso laminar. Johnson *et al.* (1987), interpretaron estos depósitos como formados en una planicie suave con algunos intervalos lacustres. La secuencia contiene niveles de yeso y calizas lacustres. Por su parte, Beer *et al.*, (1990), Re y Barredo (1993) y Re (1994) interpretaron las pelitas arenosas finas, relacionadas a planicies de inundación con yeso correspondientes a depósitos de barreal o facies lagunares. En esta unidad el aporte volcánico es indirecto. En la primera parte de la unidad aflorante

en el centro de la cuenca aparecen facies proximales de bordes montañosos. La edad de esta unidad se ha dado como Miocena por algunos autores en base al contenido paleofaunístico (Contreras, 2007; Alonso *et al.*, 2011). Sin embargo, en la Hoja Geológica de Rodeo (Cardó y Díaz, 1999) ha sido asignada prácticamente en forma exclusiva al Plioceno.

Se ha mencionado la presencia tanto de troncos fósiles, bioturbaciones de microfósiles, y mamíferos, *Macrochorobates scalabrinii* (Cingulata, Dasypodidae) y *Pseudotypoterium* (Notongulata) en La Formación/Miembro Las Flores, que corresponderían a registros miocenos (Contreras, 2007; Alonso *et al.*, 2011).

Formación Lomas del Inca (Baldis, 1963).— Esta unidad fue definida por Baldis (1963) al este del barreal del Leoncito. La misma se encuentra aflorante al oeste de los cerros de la ciénaga del Medio, en ambas márgenes del arroyo Cabeceras, y en las Lomas Bayas, sumados a afloramientos saltuarios en el pedemonte de la Sierra del Tontal y al este de los cordones de los Burros y del Naranjo. Esta unidad se apoya en forma discordante sobre rocas del Paleozoico y Mesozoico, y es cubierta también por discordancia angular por niveles cuaternarios.

Esta unidad está caracterizada por tres miembros de aproximadamente 200 metros cada uno (Yamin, 2007). El miembro inferior formado por conglomerados y areniscas conglomerádicas de colores grises verdosos. El miembro medio caracterizado por conglomerados y areniscas conglomerádicas de colores castaños, rosados a castaño grisáceos con intercalaciones de tobas y areniscas tobáceas de colores claros, blanquecinos y rosados. Finalmente, el miembro superior se caracteriza por areniscas, conglomerados, tobas y yeso; de color castaño rosado y anaranjado. El paleoambiente de depositación ha sido interpretado como fluvial y hacia el techo, lacustre somero (Yamin 2007).

Por criterios estratigráficos y correlaciones con el Miembro Superior de la Formación Chinches, la edad de esta unidad es considerada posterior a los 20 Ma, probablemente entre el Mioceno medio a superior, y probablemente hasta los niveles iniciales del Plioceno (Yamin 2007).

Formación Puchuzum (Peralta et al., 1995).— Esta unidad aflora en Puchuzum-Villa Nueva, al norte del Valle de Calingasta. La base está cubierta por afloramientos cuaternarios y el techo está en discordancia angular con los niveles del cuaternario suprayacientes. La Formación Puchuzum se divide en tres secciones, inferior, media y superior (Peralta *et al.*, 1995).

Las secciones inferior y superior han sido caracterizadas por facies proximales de abanicos aluviales, dominados por canales entrelazados y llanuras (Peralta *et al.*, 1995). La sección media de la Formación Puchuzum está caracterizada por una sucesión de 350m de espesor formada por facies más finas (Peralta *et al.*, 1995; Bracco *et al.*, 2011).

La sección media ha sido interpretada equivalente a la Formación/Miembro Las Flores, de edad miocena y pliocena basal (Bracco *et al.*, 2011; ver Formación Las Flores). Esta sección ha sido la más estudiada y se han reconocido cuatro asociaciones de facies: (1) facies fluviales areno-conglomerádicas, (2) facies fluviales efímeras,

(3) facies arenosas lacustres y finalmente (4) facies arcillosas lacustres. La primera está caracterizada por areniscas gruesas y conglomerádicas asociadas a pelitas masivas rojizas y conglomerados. La segunda está caracterizada por areniscas tabulares y areniscas canalizadas lenticulares interestratificadas con pelitas masivas y laminares. La tercera está caracterizada por una sucesión dominada por bancos tabulares formados por pelitas y areniscas finas. La cuarta asociación de facies está formada por bancos tabulares arcillosos finos intercalados con pelitas laminares rojizas, areniscas masivas, niveles de carbonato y bancos de areniscas finas tabulares con niveles de yeso, intercaladas con limonitas y calcita laminada. Esta sucesión corresponde a flujos canalizados en la porción distal de un abanico aluvial que drenaba hacia una planicie plana y ancha donde se desarrollaron canales con sinuosidad moderada y lagos someros en un ambiente de creciente aridez.

Los restos de mamíferos fósiles (*Hemihegetotherium achataleptum*, *Cardiomys* o *Cardiatherium*) y la asociación microfloral sugieren una edad Huayqueriense (Mioceno tardío) (Bracco *et al.*, 2011 y referencias). También se registraron numerosos icnogéneros (*Taenidium*, *Ophiomorpha* isp., *Palaeophycus striatus*, *Gordia* isp., *Diplichnites* isp., *Coprinisphaera* isp.) correspondientes a icnofacies desarrolladas en sedimentos subacueos, en condiciones de baja energía (Bracco *et al.*, 2011). Los palinomorfos recuperados de los cuerpos lacustrinos indican una asociación continental dominada por granos de polen de angiospermas (e.g., hidrófitas, gramíneas y árboles). La presencia de granos de Asteraceae (*Tubilifloridites antipodica*) junto con Malvaceae, Chenopodiaceae y Ephedraceae corresponden a asociaciones miocénicas (Bracco *et al.*, 2011). De esta manera, la edad Plioceno resulta dudosa para la unidad.

Precordillera y valle intermontano entre Precordillera y Sierras Pampeanas.— Los afloramientos cenozoicos de la Precordillera y el valle intermontano han recibido más atención, comenzando por la división estratigráfica realizada por Kelly (1962). Posteriormente, numerosos autores estudiaron la zona entre los que se destacan Johnson *et al.* (1984, 1986), Beer *et al.* (1987), Contreras *et al.* (1990), Re y Barredo (1993), Furque *et al.* (1998), Milana *et al*. (2003), Zambrano y Suvires (2005) y Bracco *et al.* (2011).

De la cuenca Cenozoica del Bermejo y equivalentes, se discuten a continuación las formaciones pliocenas Río Jáchal y Mogna (tabla 3).

Formación Río Jáchal (Kelly, 1962).— Esta unidad se apoya en forma concordante y transicional sobre la Formación Quebrada del Cura, de la que se distingue principalmente por la coloración más verdosa de las pelitas, la menor cementación y el menor contenido de yeso. La Formación Río Jáchal está cubierta con idéntica relación por la Formación Mogna. La Formación Río Jáchal fue dividida informalmente en los Miembros Inferior y Superior por Johnson *et al.* (1984, 1986), y en los Miembros Inferior, Medio y Superior por Milana *et al.* (2003), esquema que se seguirá en este trabajo.

El Miembro Inferior, de 205m de espesor, está constituído por bancos gruesos de areniscas medias con intercalaciones de lutitas, limolitas y areniscas finas. Las areniscas son laminares a tabulares y multiepisódicas, en general tienen bases erosi-

vas y desaparecen lateralmente, evidenciando fenómenos de canalización local. Los depósitos finos son laminares con abundante contenido de arena que alternan con pelitas verdosas y grietas de desecación.

Paleoambientalmente, este miembro habría estado dominado por lagunas menores de agua dulce semipermanentes, vinculadas a aportes fluviales alóctonos, intercalados con ríos efímeros desarrollados sobre una planicie de inundación heterolítica.

El Miembro Medio, de 418 m de espesor, muestra mejor cementación y un incremento en el contenido de yeso. Por otro lado, desaparece el componente limoso de las llanuras haciéndose enteramente arenoso y con gran cantidad de grietas de desecación. Además, las llanuras muestran estratos de 5 a 50 cm cuyas bases presentan calcos de flujo, de herramientas de carga e incluso huellas de paleovertebrados y bioturbación. Los canales son laminares, con particiones arcillosas internas.

Paleoambientalmente, el Miembro Medio se habría formado principalmente por crecientes no confinadas en un ambiente aluvial arenoso, con una red de canales poco profundas y llanuras con flujo mantiforme paralelo a los canales, similar a los de las bajadas gravosas altamente agradantes.

El Miembro Superior, de 485 m de espesor, es similar al inferior, pero sin los limos verdosos y con mayor proporción de conglomerados. Los canales son multiepisódicos y presentan un característico cemento calcáreo (Johnson *et al*., 1986). La planicie heterolítica es menos arenosa y presenta capas aisladas y mantiformes de areniscas laminadas y canales lenticulares. El ambiente en el que se depositó este miembro habría sido similar al Miembro Inferior, aunque sin las lagunas y más proximal. Durante las crecidas, los materiales gruesos habrían sido transportados en mantos laminares, para luego re-organizarse en los drenajes principales, con una red de canales secundarios pequeños.

Seis circones (trazas de fisión) provenientes de un banco de toba intercalado en el sector basal de la Formación Río Jáchal arrojaron una edad de 6,1 ± 0.9 Ma (Johnson *et al*., 1986). Según este dato y en comparación con los valores determinados por métodos magnetoestratigráficos, la unidad se habría depositado entre los 6,25 y 2,75 Ma, hecho que permite ubicarla entre el Mioceno superior alto y el Plioceno superior bajo. En el Miembro Medio se ha registrado la presencia de huellas de vertebrados y bioturbaciones (Milana *et al*., 2003).

Formación Loma de las Tapias (Serafini et al., 1986).— Esta unidad fue originalmente descripta con tres miembros, de la base al techo: Limolitas La Colmena; Areniscas Albardón y Conglomerado El Chilote. Sin embargo, Rodríguez (2004) determinó que el Miembro Conglomerado El Chilote es equivalente a las formaciones Mogna y El Corral. Siguiendo este criterio se describen a continuación los dos primeros miembros:

El Miembro Limolitas La Colmena, de 260 m de espesor, comienza con un grueso nivel de conglomerados, cubierto por limolitas claras interestratificadas con arcilitas rojas claras y niveles de areniscas grises finas y medias con estratificación entrecruzada. Las facies pelíticas presentan laminación paralela y grietas de desecación.

El Miembro Areniscas Albardón consiste en 1350 m de areniscas conglomerádicas tufáceas interestratificadas con areniscas finas a gruesas. Los bancos de areniscas son grisáceos con intercalaciones de pelitas rojizas y niveles conglomerádicos, los que aumentan en proporción hacia el techo. El paleoambiente en el que se habría depositado este miembro corresponde a la progradación de un sistema de abanico aluvial distal sobre la llanura aluvial anastomosada, durante la evolución de una cuenca de foreland (Bercowski *et al.*, 1987; Contreras *et al.*, 2001; Suvires y Contreras, 2011).

Las dataciones radimétricas y la magnetoestratigrafía permitieron restringir la edad de este miembro entre los 8,5 y 4 Ma (Mioceno tardío-Plioceno) (Bercowski *et al.*, 1986; Contreras y Baraldo, 2011). Se han extraído numerosos restos fósiles de la base de esta formación, todos provenientes de sedimentos inferiores a una toba datada en 7 ± 0,9 Ma (Bercowski *et al.*, 1986), correspondientes al Mioceno tardío. Los fósiles incluyen mamíferos de diversos órdenes, aves y anfibios (Deschamps *et al.*, 2009; Contreras y Baraldo, 2011 y literatura citada, Contreras *et al.*, 2013; Miño-Boilini *et al.*, 2014; Agnolín *et al.*, 2016; Olivares *et al.*, 2017).

Formación Mogna (Kelly, 1962).— Esta unidad, de 680 m de espesor, cubre en forma concordante y transicional a la Formación Río Jáchal, con la cual engranan lateralmente en ciertas áreas (Milana *et al.*, 2003), y a la Formación Loma de las Tapias. La Formación Mogna está cubierta en discordancia angular por diferentes niveles de los depósitos de abanicos aluviales antiguos y recientes.

Esta unidad fue dividida en tres intervalos en función de la proporción de gravas: basal 33%; medio 17%, y superior 80% (Milana *et al.*, 2003), o bien en tres miembros, aún informales (Rodríguez, 2004). Estos conglomerados tienen una composición diferente que los de la infrayacente Formación Río Jáchal (Johnson *et al.*, 1986), ya que tienen pocos clastos limolíticos y en general están mejor redondeados.

Las asociaciones de facies, descriptas a continuación, se repiten en diferentes proporciones en los tres intervalos (Milana *et al.*, 2003; Rodríguez, 2004). La primera asociación está formada por cuerpos de conglomerados con base y techo planos, masivos a crudamente estratificados, con buena imbricación, estratificación entrecruzada en artesa y lentes de arena, de color morado. La segunda asociación está formada por gravas mal seleccionadas, con gran cantidad de matriz arenosa, marcada laminación plana, clastos sobredimensionados (alcanzando 25 a 30 cm) y fábrica bimodal. La tercera asociación de facies está caracterizada por canales arenosos multiepisódicos de 3 m hasta 6 m de espesor, con una base rica en paraclastos o rodados volcánicos, y entrecruzamientos de bajo ángulo; su parte principal es arena fina a media con laminación plana o con algunos cortes y relleno. La cuarta asociación de facies está compuesta por litologías de planicie de inundación, con intervalos de 1 a 2 m de limos arenosos masivos, a veces con clastos dispersos, restos de laminación plana y evidencias de tubos. También presenta sets solitarios o agrupados de arena, con inclinación alta y orientación variable, y capas de arena laminares, con gradación inversa y granos gruesos en su techo.

La Formación Mogna marca un gran cambio ambiental, debido al incremento de los conglomerados. Esta unidad representa depósitos fluviales, donde las psefitas

se depositaron rellenando canales entrelazados de un río permanente y sobre llanuras con abundante vegetación (paleorío San Juan; Milana, 1994, 1997; Furque *et al.*, 1998; Milana *et al.*, 2003). Hacia el techo, el mayor porcentaje de gravas provenientes de Precordillera podrían responder a un ambiente de bajada pedemontana, con sucesivos eventos de crecientes (Milana *et al.*, 2003).

El contacto entre la Formación Río Jáchal y la Formación Mogna se encuentra alrededor de los 2,6 Ma, por lo cual la de esta última fue asignada al Plioceno superior (Johnsson *et al.*, 1984). No se han registrado fósiles en esta formación.

Formación El Corral (Furque, 1963).— Esta unidad está apoyada en contacto transicional sobre las calizas de la precordillera o sobre la Formación Mogna, aunque a veces se interdigita lateralmente con la misma (Milana *et al.*, 2003) y es cubierta en discordancia angular por depósitos aluviales y de barreales cuaternarios. La Formación El Corral fue definida por Furque (1963) como un paquete de sedimentos clásticos espesos aflorantes a lo largo de las serranías precordilleranas. Estos depósitos están constituidos por dos miembros, el inferior o "miembro de las areniscas y lutitas" y el superior o "miembro de los conglomerados". El miembro inferior, con afloramientos más restringidos, está formado por limolitas y arcilitas con abundancia de lutitas claras. El miembro superior en cambio, está formado por una espesa sucesión de conglomerados gruesos de colores claros de amplia distribución. Milana *et al.* (2003) definieron el miembro inferior en el área de Mogna, constituido por 120 m de bancos gruesos de conglomerados y fanglomerados grises de estratificación grosera, con escasas y muy subordinadas intercalaciones lenticulares de areniscas y limolitas rojizas, además de algunos bancos de tobas. Los clastos son mayoritariamente de calizas junto con areniscas verdes y posee escasa matriz. Paleoambientalmente, esta unidad fue depositada por crecientes no canalizadas en un ambiente de bajada con corrientes fluidas, pero hiperconcentradas (Furque *et al.*, 1998; Milana *et al.*, 2003; Rodríguez, 2004).

La edad de la Formación El Corral fue asignada al Mioceno superior, sobre la base de la edad de una toba intercalada en la secuencia de 9,2 ± 2,5 Ma (Jordan y Damanti, 1990; Jordan *et al.*, 1990). Sin embargo, otros autores la consideran del Pleistoceno (Furque *et al.*, 1998; Milana *et al.*, 2003) o del Plioceno (Ciccioli y Marensi, 2012). No se han registrado fósiles en esta formación.

Sierras Pampeanas:

Formación Angosturas (Azcuy y Morelli, 1979) (= Formación Los Llanos; Bodenbender, 1911; Bordas, 1941; Zuzek, 1978; Limarino y Poma, 1999).— Los principales afloramientos de esta unidad se encuentran en el extremo noreste de la provincia de San Juan. Estas sedimentitas son equivalentes a las que Bossi (1977) denominó Formación Río Mañero y parcialmente equiparables a la Formación Quebrada del Médano (Parker, 1974) (Tabla 3). Exposiciones de menor importancia aparecen por debajo de los actuales niveles de abanicos aluviales en la zona de Usno y a lo largo de toda la sierra Baja de Los Portezuelos. La misma aparece cubriendo en discordancia levemente angular a la Formación Cerro Rajado, Los Colorados y Río Chiflón.

Hacia el techo, está cubierta en discordancia por los depósitos de bajadas aluviales modernas del borde nororiental de la sierra de Valle Fértil y de la sierra Baja de Los Portezuelos, o por depósitos aluviales y eólicos modernos como ocurre al este de la Hoyada de Ischigualasto.

Esta unidad está compuesta por 150m de areniscas (desde muy finas a gruesas), conglomerados, tobas arenosas, pelitas y escasas tobas primarias de colores grises y rosados claros, que se distinguen de las coloraciones rojizas fuertes de las unidades que la rodean. En esta unidad se han definido ocho asociaciones de facies y dos miembros: Miembro inferior y Miembro superior (Ezpeleta *et al.*, 2006). Las asociaciones de facies presentes son: (1) facies de conglomerados clastos soportados, (2) facies de microbrechas, (3) facies de areniscas con megaestratificación cruzada, (4) conglomerados arenosos calcáreos fuertemente cementados, (5) areniscas y arcilitas con estructura columnar, (6) areniscas conglomerádicas con cemento silícico, (7) limoarcilitas pardo-rojizas, y (8) brechas fangosas (Ezpeleta *et al.*, 2006). La asociación inferior se compone de depósitos fluviales cubiertos por campos eólicos, mientras que la asociación superior se caracteriza por depósitos fluviales entrelazados, que localmente desarrollan características propias de llanuras de inundación con intensa pedogenización y posiblemente un incremento de la humedad del sistema hacia el techo (Ezpeleta *et al.*, 2006). Limarino *et al.* (1999) en cambio separan los afloramientos de la Formación Los Llanos en tres facies de acuerdo a la posición de los afloramientos en oriental, central y occidental. Las facies orientales se caracterizan por una sucesión grano, estratocreciente areno-gravosa, de colores rosados claros y grises donde se distinguen canales lenticulares y llanuras areniscosas. La facies central en cambio presenta similares características con conglomerados y areniscas rosadas hasta blanquecinas, con frecuente estratificación entrecruzada y bancos lenticulares que varían lateralmente a áreas donde los conglomerados pierden importancia y predominan las areniscas limosas blanquecinas a rosadas con abundante participación de yeso y margas de color gris, estas últimas con abundante estratificación ondulítica. Por su parte, la facies occidental está formada por limolitas y areniscas, ortoconglomerados polimícticos y por lo menos tres niveles de tobas primarias. Las limolitas se presentan en bancos desde delgados a medianos, tanto laminados como macizos, en ocasiones intercalando niveles milimétricos de yeso. Las areniscas son de color rosado hasta pardo, frecuentemente con estratificación entrecruzada y en ocasiones, suelen encontrarse colmadas por concreciones tubiformes de carbonatos. En lo que respecta a los conglomerados, son escasos y, como rasgo particular, suelen incluir clastos de volcanitas. La Formación Los Llanos se ha depositado en un ambiente continental intermontano, donde las facies muestran mayor participación de sedimentos fluviales de moderada a alta energía, cerca de la sierra (oeste en la facies oriental y este en la facies central y occidental) y, hacia el centro se pasa rápidamente a sedimentos finos de origen fluvial (de baja energía) y lacustre de bolsón, incluyendo margas y algunos niveles de yeso. Un aspecto destacable de la Formación Los Llanos es la existencia de depósitos eólicos caracterizados por la presencia de sets entrecruzados de gran escala en la facies oriental.

La edad de esta unidad ha sido asignada al Plioceno, por correlación con otras sedimentitas de esa edad en la provincia de San Luis (Zuzek, 1978; Azcuy y More-

lli, 1979) o al Mio-Plioceno (Ezpeleta *et al.*, 2006; Limarino *et al.*, 1999). No se han registrado fósiles en esta formación.

Formación San Roque (Bodenbender, 1911; Biondi, 1937; Limarino y Poma, 1999).— Se denomina Formación San Roque a las pelitas, areniscas y bancos conglomerádicos de color rojo intenso que afloran sobre los faldeos sudorientales de la sierra de Valle Fértil, probablemente correlacionables a la Formación Los Llanos (Limarino y *Poma, 1999*) .

Esta unidad está compuesta por areniscas rojas, arcilitas y en menor proporción conglomerados, medianamente cementados, de color rojo intenso, con bajo grado de diagénesis. Aparecen apoyadas directamente sobre los granitoides del Complejo Valle Fértil y están cubiertas por los abanicos pleistocenos de los depósitos de fanglomerados disectados (Limarino y *Poma, 1999)*.

Las pelitas son las rocas más abundantes, aparecen en bancos gruesos, frecuentemente laminados y con pequeñas interposiciones milimétricas de yeso y calcita. En lo que respecta a las areniscas son predominantemente de grano fino a muy fino, en ocasiones limosas, pueden estar interestratificadas con las pelitas o mostrando delicada laminación horizontal. Los conglomerados son escasos, de grano fino y mediano y muestran clastos subangulosos del basamento local (Limarino y *Poma, 1999)*.

Estas rocas han sido interpretadas como acumuladas en un ambiente fluvial de baja energía, probablemente bajo condiciones climáticas áridas o semiáridas a juzgar por la presencia de evaporitas (Limarino y *Poma, 1999)*. No se han efectuado hallazgos de restos fósiles. La formación ha sido atribuida al Plioceno sobre la base de su correlación estratigráfica con la Formación Los Llanos (Limarino *et al.*, 1999).

Formación Nikizanga (Dalla Salda y Varela, 1981; Cuerda et al., 1984).— Esta unidad aflora en los sectores suroriental y nororiental de la Sierra de Pie de Palo y está apoyada en discordancia sobre el basamento cristalino del Complejo de Pie de Palo.

La misma está formada por 300m de sedimentos clásticos finos y niveles de evaporitas en la porción basal (Cuerda *et al.*, 1984). La Formación Nikizanga es una secuencia alternante de areniscas de grano fino, limosas de colores gris amarillento y castaño oscuro, interdigitada con limolitas castaño rojizas, y con láminas de yeso epigénicas.

Esta secuencia ha sido interpretada como depósitos saliníferos asociados a eventos paleoclimáticos de intensa evaporación en un ambiente de baja energía. La edad de esta unidad fue asignada por Cuerda *et al.* (1984) al Plioceno, por correlación litológica con la Formación Río Jáchal.

Formación Río Camperito (Cuerda et al., 1983).— Esta unidad está expuesta al sureste de la Sierra de Pie de Palo. La misma se apoya en concordancia con la Formación Nikizanga.

La secuencia está formada por 420 m de de bancos conglomerádicos de 1 a 3 m de potencia, intercalados con areniscas y limolitas de tonos castaño claros. Hacia el techo, los niveles conglomerádicos disminuyen en potencia y número.

El paleoambiente ha sido interpretado como abanicos aluviales distales y podría corresponder al Plio-Pleistoceno si se considera equivalente a la Formación Mogna (Ramos y Vujovich, 2000). No se han registrado fósiles en esta formación.

La Rioja

Los depósitos de la provincia de La Rioja (figura 4), asignados al Plioceno (o Mio-Plioceno o Plio-Pleistoceno), afloran en las siguientes unidades orográficas citadas de oeste a este: en la Sierra Del Peñón, Sierra de Los Colorados, Sistema del Famatina y sierra de Velasco, en la región central de la provincia.

Una unidad litoestratigráfica de edad controvertida, que fue considerada de edad neógena (Mioceno tardío o Plioceno), corresponde a los "Estratos de Los Llanos" (Bodenbender, 1911) o Formación Los Llanos (Zuzek, 1978), la cual aflora en las cercanías de las sierras de Los Llanos, sierras de Ulapes, sierra de Velasco, sierra de Minas y sierra Brava, en las regiones sur y oriental de La Rioja respectivamente. La Formación Los Llanos es equivalente a las Formaciones Huaco, Sanagasta (Sierra de Velasco; Tauber, 2007; Hünicken, 2005) y Los Chivatos (Sierra Brava; Coira y Koukharsky, 1970). Actualmente persiste una controversia sobre el alcance del nombre Formación Los Llanos y su edad. Mientras que algunos autores (Bodenbender, 1911; Tauber, 2007; Grellet-Tinner y Fiorelli, 2010; Chiesa *et al.*, 2011a; Fiorelli *et al.*, 2011, 2012, 2016; Hechenleitner *et al.*, 2014, Hechenleitner, 2017) la consideran como cretácica refiriéndose fundamentalmente a los afloramientos de la sierra de Velasco en la Provincia de La Rioja, otros (Gross, 1948; Ezpeleta *et al.*, 2006; Dávila *et al.*, 2007; Astini y Oviedo, 2014; Dávila y Lithgow-Bertelloni, 2015), la consideran de edad neógena (Mioceno) e incluyen los afloramientos de la provincia de Córdoba, por tal motivo no se describirá en este capítulo (tabla 4).

"Conglomerado La Falda" (Limarino *et al.*, 2016).— Esta unidad neógena aflora en las nacientes de la quebrada homónima, en la Sierra del Peñón, donde yacen en fuerte discordancia sobre las eolianitas de la Formación Vallecito (Bracaccini, 1946, Oligoceno tardío-Mioceno temprano) o sobre los "conglomerados y areniscas Refugio del Peñón" (Limarino *et al.*, 2016; Mioceno medio y tardío).

Está compuesta principalmente por ortoconglomerados polimícticos formando bancos lenticulares con clastos de hasta 15 cm de diámetro máximo de volcanitas violáceas y gris verdosas y algunas metamorfitas de grano fino, junto a escasos fragmentos de cuarzo y areniscas rojas. Además hay algunas brechas y areniscas medianas a gruesas de color gris verdosos estratificadas en bancos desde finos a muy gruesos, aunque estos últimos predominan especialmente hacia el techo de la unidad. Las areniscas, suelen ser guijarrosas y, en algunos casos, transicionalmente pasan a conglomerados finos. Se presentan estratificadas en bancos lenticulares, por lo general de bases erosivas y frecuentemente apilados conformando complejos de canales de geometría tabular a lentiforme. Aunque predominan los bancos con estructura maciza, algunas areniscas muestran estratificación cruzada con un desarrollo muy notorio.

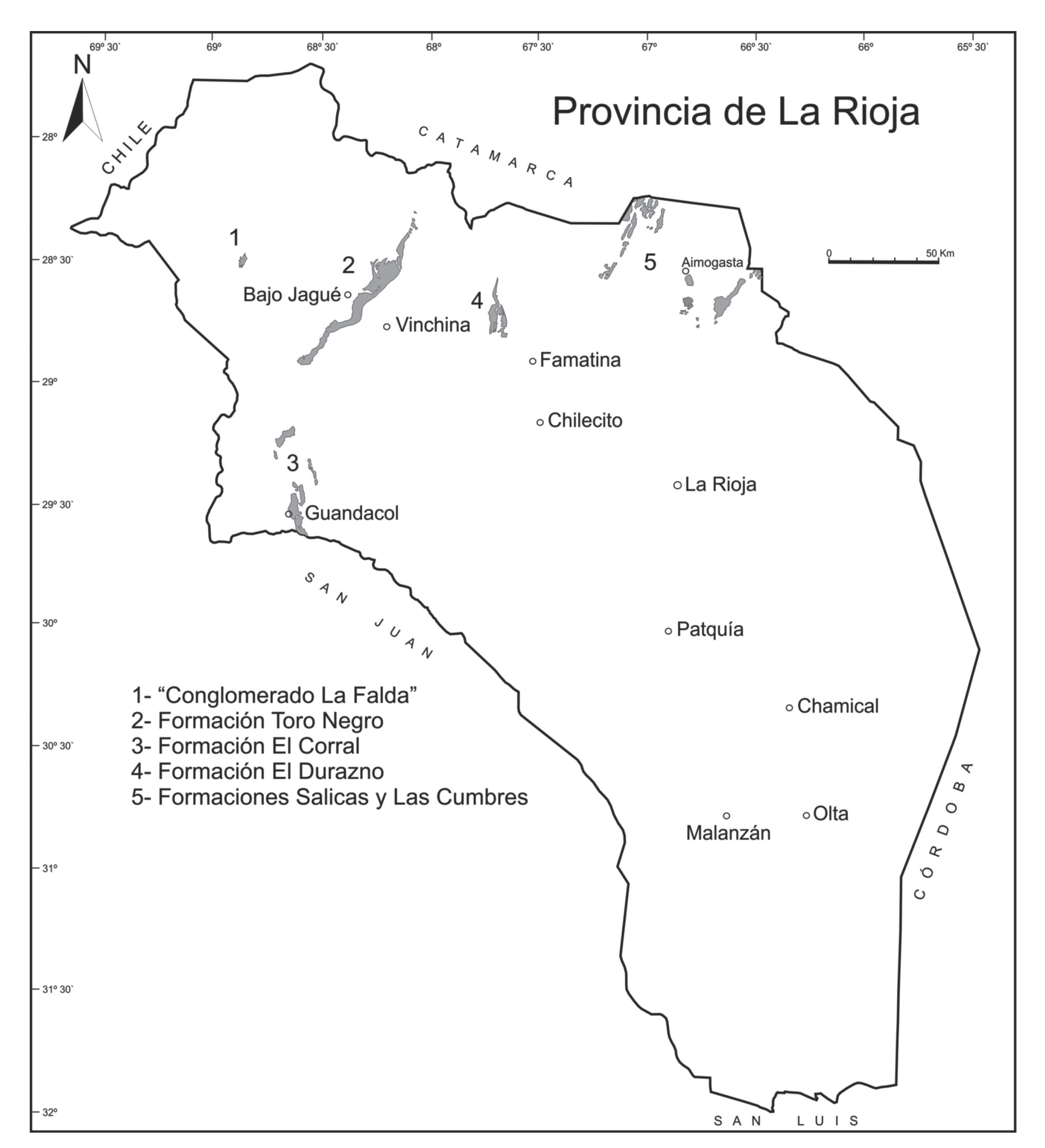


Figura 4. Distribución de los afloramientos de las sedimentitas asignadas al Plioceno en la provincia de La Rioja.

El paleoambiente sedimentario corresponde a sistemas fluviales multicanalizados (entrelazados) de alta energía y emplazamiento proximal al área de aporte. El "conglomerado La Falda" indica el desplazamiento hacia el este del orógeno andino y el ascenso y destechado del granito que forma el núcleo de la Sierra del Peñón.

Hasta el presente no se hallaron fósiles y carecemos de dataciones radimétricas de esta unidad; sin embrago, por las relaciones estratigráficas y correlaciones con unidades próximas, como los infrayacentes "Conglomerados y areniscas Refugio del Peñón", se ha interpretado una edad Mioceno tardío o Plioceno temprano (Limarino *et al.*, 2016).

Tabla 4. Cuadro de correlación de las unidades sedimentarias del Plioceno en la provincia de La Rioja.

Espacio / Tiempo	Sierra del Peñón	Sierra de Los Colorados	Sistema del Famatina	Sierra de Velasco
Pleistoceno		Fm. Santa Florentina		Fm. Las Cumbres
Plioceno				
	“Conglomerado La Falda”	Fm. Toro Negro	Fm. El Durazno Mb. El Álamo	Fm. Salicas
Mioceno	“Conglomerado A. Refugio del Peñón”	Fm. Vinchina	Mb. Río Blanco	

Formación Toro Negro (Turner, 1964).— Esta unidad es litológicamente muy homogénea y se dispone en una secuencia homoclinal, que buza hacia el oeste. Se reconocen dos miembros, el inferior con predominio de sedimentos finos (areniscas finas y pelitas, con conglomerados y tobas subordinadas) y con contenido fosilífero (Rodríguez Brizuela y Tauber, 2006; Krapovickas *et al.*, 2009) y el superior con predominio de conglomerados medianos a gruesos e intercalaciones de tobas. El perfil tipo se encuentra en la quebrada de La Troya, donde su miembro inferior tiene un espesor de 1.643 o 1.684 m (Rodríguez Brizuela y Tauber, 2006; Ciccioli *et al.*, 2010). Se caracteriza por la alternancia de sedimentos epiclásticos y piroclásticos. Los primeros consisten en una alternancia de potentes estratos de areniscas pardas y rojizas con niveles pelíticos verdes y marrones; eventualmente se intercalan cuerpos tabulares o lentiformes de conglomerados gruesos. Los estratos de arenisca tienen entre 2 y 4 m promedio de potencia y una geometría tabular. Son areniscas finas, medianas y gruesas con moderada a buena selección y predominio de matriz ferruginosa. Los niveles pelíticos se desarrollan a lo largo de todo el tramo estratigráfico y se presentan como cuerpos tabulares. Estos sedimentos están finamente laminados, en algunos casos se pudieron observar estructuras de calcos de carga y grietas de desecación en la superficie del estrato. Los cuerpos conglomerádicos son lentiformes y no presentan desarrollo horizontal significativo. Se trata de paraconglomerados medianos a gruesos, polimícticos, de aspecto masivo. Los clastos son subangulosos y están pobremente seleccionados, alcanzando los 15-20 cm de diámetro en su eje mayor. En general la matriz es arenosa y en algunos casos arcillosa.

En el miembro superior predominan las facies conglomerádicas masivas, las que en algunos casos presentan clastos imbricados. Estos depósitos conforman potentes cuerpos tabulares de gran extensión areal y base erosiva, y se intercalan con facies finas de pelitas de aspecto masivo.

La Formación Toro Negro, en su conjunto (tabla 4), corresponde a depositación sinorogénica asociada a un frente montañoso tectónicamente activo (frente orogénico andino). El miembro superior representa la sedimentación en abanicos aluviales de alta eficiencia de transporte (abanicos húmedos) que pasan lateralmente a llanuras

aluviales con desarrollo de canales entrelazados de baja sinuosidad, representadas por el miembro inferior. El arreglo vertical de facies se debe a la progradación del sistema, producto del avance del frente orogénico (Rodríguez Brizuela y Tauber, 2006).

La edad de la Formación Toro Negro es motivo de discusión. Hay dataciones que indican una edad Pliocena temprano (4,3 ± 1,0 Ma, Tabutt *et al.*, 1989), obtenida para la toba basal de esta formación, coincidiendo con la edad sugerida por la asociación de mamíferos fósiles, mientras que otras dataciones demuestran una edad Mioceno tardío sobre niveles de tobas vítreas ubicadas en el contacto entre los miembros inferior y superior (superior (K40/Ar40: 8,6 Ma ± 0,3 y 6,8 ± 0,2 Ma; Ciccioli *et al.* 2005). Sin embargo, no se descarta que la parte cuspidal de la unidad alcance el Plioceno temprano, por tal motivo se considera que el miembro superior de esta formación tiene una edad Plioceno (Ciccioli *et al.*, 2010).

Recientemente, Amidon *et al.* (2016) dan a conocer edades numéricas de U-Pb de tefra volcánica y zircones detríticos, demostrando que la depositación de la Fm Toro Negro (cuenca de Vinchina) ocurrió, aproximadamente, entre 6,9 Ma y 2,3 Ma (Mioceno tardío a Pleistoceno temprano).

En el miembro inferior se registraron numerosos niveles fosilíferos que contienen icnitas, briznas, troncos, restos de mamíferos y aves. De Iuliis *et al.* (2004) describieron una nueva especie de Megatheriinae (Mammalia, Xenarthra): *Pyramiodontherium scillatoyanei*, procedente de los niveles superiores del miembro inferior de la Formación Toro Negro. El género *Pyramiodotherium* también ha sido registrado en el "Araucanense" (i.e., Formación Andalhuala + Formación Corral Quemado) de la provincia de Catamarca y en el "Mesopotamiense" de la provincia de Entre Ríos (Carlini *et al.*, 2002; Brandoni y Carlini, 2009; Bonini y Brandoni, 2015).

Rodríguez Brizuela (2004) registró la presencia de Vulturidae (Aves, Ciconiiformes) en la Formación Toro Negro; en tanto que Rodríguez Brizuela y Tauber (2006) analizan los mamíferos fósiles de la Formación Toro Negro (Mioceno tardío-Plioceno). Los autores indicaron la presencia de los géneros *Proeuphractus*, *Chorobates*, *Paleuphractus*, *Doellotatus*, *Lomaphorops*, *Urotherium* y *Neuryurus* (Xenarthra, Cingulata); *Xyophorus*, *Plesiomegatherium* y *Proscelidodon* (Xenarthra, Tardigrada); *Abrocoma*, *Protabrocoma* y *Propediolagus* (Rodentia, Caviomorpha); y *Eoauchenia* (Litopterna).

Por su parte, Krapovickas *et al.* (2009) realizaron estudios icnológicos en la mencionada unidad, registrando la presencia de huellas que refieren a paseriformes y aves cursoriales, entre las aves; y a tardígrados, proterotéridos, macrauquénidos y roedores, entre los mamíferos.

Los troncos fueron estudiados por Martínez y Rodríguez Brizuela (2011), quienes determinaron la presencia de la nueva especie *Gleditisioxylon riojana* (Leguminosae, Caesalpinoideae) en esta formación.

El conjunto de evidencias sugiere disponibles que las condiciones climáticas fueron inicialmente semiáridas y templadas a cálidas o bien el desarrollo de subambientes semiáridos dentro de un contexto general de mayor humedad. El análisis de concentraciones de Be en los sedimentos, permitió identificar una variación en las tasas de paleoerosión, reconociendo dos etapas de ralentización en el Mioceno tardío (6.1 – 5.3 M.a.) y Plioceno medio (3.6 – 3.3 M.a.). Los mismos están vincula-

dos a periodos de aridez y sincrónicos con condiciones frías en relación a estadíos glaciales globales (Amidon *et al.*, 2017).

Formación El Durazno (Turner, 1962; Dávila, 2005).— Esta formación tiene su mejor exposición en la quebrada del río homónimo, en el Sistema del Famatina, donde fuera definida por Turner (1962). Es la unidad de mayor distribución areal, yace sobre la Formación Santo Domingo (Mioceno medio) mediante una superficie erosiva y está cubierta por la Formación Santa Florentina (Pleistoceno). Está compuesta por dos miembros, uno inferior llamado Miembro Río Blanco (Mioceno tardío) y otro superior o Miembro El Álamo (Mio-Plioceno). Los 876 m de la unidad están constituidos en un 70% por conglomerados polimícticos medianos a gruesos. El resto de las litologías, en orden de importancia, lo constituyen areniscas gruesas medias, frecuentemente tobáceas, tobas y muy escasas areniscas finas y limolitas (Dávila y Astini, 2003; Dávila, 2005).

El Miembro El Álamo está compuesto por 507 m de conglomerados gruesos polimícticos, clasto soportados de coloraciones claras, con escasas intercalaciones y cuñas arenosas estratificadas. Próximo al techo de la formación, se reconoció un potente banco de tobas de 10 m de espesor aproximadamente. Los conglomerados constituyen más del 99% de este miembro y son comunes las fábricas clasto soporte, estructuras de corte y relleno e imbricación de clastos. El ambiente de depositación de este miembro se interpretó como fluvial de ríos entrelazados de alta movilidad (e.g., Dávila y Astini, 2003; Dávila, 2005).

La edad Mio-Plioceno asignada al Miembro el El Álamo está sustentada por una datación en el techo del Miembro Río Blanco de 5,8 ± 0,9 Ma y en la base del Miembro El Álamo de 4,0 ± 0,8 Ma (Dávila, 2005)

Formación Salicas (Socic, 1972, 1973; = Formación Schaqui, Turner, 1971).— Considerando la sección estratigráfica integrada, la Formación Salicas está compuesta predominantemente por arena fina y areniscas (Sm) y limos arcillosos y limolitas (Fm) de color pardo rojizo, alternando con capas interestratificadas de color gris amarillento y tonalidades más claras. Estos sedimentos se amalgaman en bancos tabulares con estratificación horizontal. También se han observado estratos finos de arena gruesa, grava fina y niveles de tobas bien definidos, expuestos en los afloramientos orientales de la Villa Mazán-Villa Mervil (Bossi *et al.*, 2009). El grado de litificación por el cemento calcáreo es variable. La presencia de niveles de calcretes continuos y muy persistentes permite interpretar un origen pedogenético.

La información proporcionada por el registro paleontológico y la interpretación geológica sugieren que la Formación Salicas pudo haberse depositado en llanuras bajo condiciones intermedias de temperatura y sequía. Este ambiente fue probablemente dominado por pastizales abiertos con áreas boscosas cercanas a ríos y lagunas, estando expuesto a inundaciones episódicas típicas de ambientes semidesérticos. Los niveles de paleosuelos arcillosos, registrados principalmente en la parte inferior de la secuencia estratigráfica, serían indicativos de períodos alternativos de mejoramiento climático (Brandoni *et al.*, 2012).

Esta unidad litoestratigráfica fue asignada, con dudas, al Plioceno (Sosic, 1973; Combina y Santiesteban Bové, 2000a) o al Plioceno superior (Turner, 1971), sobre la base de las relaciones estratigráficas dentro de un marco regional. Otros autores se basaron en el registro paleontológico para asignarla al Mioceno tardío (Chasiquense-Huayqueriense; Mulé *et al.*, 1997; Bossi *et al.*, 1999). Los últimos estudios permitieron determinar una edad Mioceno tardío (Huayqueriense) para algunos niveles con restos de vertebrados, aunque no se descartó que pudiera extenderse su edad hasta el Plioceno (Tauber, 2005; Brandoni *et al.*, 2012).

En esta formación se registró la presencia de varios linajes de mamíferos fósiles (e.g., Notoungulata, Litopterna, Xenarthra, Rodentia; Mioceno tardío), a la vez que se mencionó la presencia de tortugas, aves (probablemente Ciconiidae), anuros, gasterópodos y plantas acuáticas (Tauber, 2005). En lo que se refiere a los mamíferos, este autor reconoció los Cingulata: *Macrochorobates*, *Proeuphractus*, *Chaetophractus* y *Eosclerocalyptus*; los Rodentia: *Neophanomys*, *Lagostomus*, *Orthomyctera* y *Potamarchus*; y los Notoungulata: *Protypotherium*, *Pseudotypotherium*, *Hemihegetotherium* y *Tremacyllus*. Por otra parte, consideró que el elenco de mamíferos indica una edad Huayqueriense para la asociación y los niveles fosilíferos estudiados y que está vinculada con aquella presente en las formaciones Chiquimil y Andalhuala de la provincia de Catamarca. También se documentó la presencia de trazas de insectos xilófagos asignables a bupréstidos sobre tallos afines a *Prosopis* (Tauber y Mazzoni, 2003) y de aves (Anseriformes, Anatidae) en la icnofacies de *Scoyenia* (Tauber *et al.*, 2007). Asimismo se estudiaron troncos fósiles de las Leguminosae, Mimosoideae – *Prosopis* y *Prosopisinoxylon anciborae* (Pujana, 2010; Pujana *et al.*, 2011, 2014).

Brandoni *et al.* (2012) y Cerdeño y Schmidt (2013) presentaron una nueva colección de mamíferos de la Formación Salicas con lo cual se incrementó la diversidad paleomastozoológica de dicha unidad, agregando para la unidad (e.g., *Chasicotatus*, *Paedotherium*, *Neobrachytherium* y posiblemente *Cardiomys*) que se suman a los reportados por Tauber (2005), con lo cual la diversidad asciende a aproximadamente 16 géneros.

Formación El Corral (Furque, 1963).— Esta unidad aflora desde el norte de la provincia de La Rioja hasta la provincia de San Juan formando fajas de orientación norte sur.

Está compuesta por sucesiones sedimentarias sinorogénicas de cima de cuña interna (*wedge top deposits* o cuenca "*piggy back*") del Plioceno (o Plio-Pleistoceno para algunos autores), aflorantes en los flancos de la Precordillera Argentina y en la Sierra de Los Colorados (Furque, 1963, 1972a y b, Jordan *et al.*, 1993; Milana *et al.*, 2003; Tedesco *et al.*, 2004; Tedesco *et al.*, 2013).

Las facies que componen esta unidad son Gm: conglomerados clasto soportados masivos, Gp: conglomerados con estratificación cruzada tabular plana, Gmm: conglomerados matriz soportados masivos, Gi: conglomerados imbricados, Gh: conglomerados con estratificación horizontal, SGm: areniscas guijarrosas masivas, Sm: areniscas masivas y Fm: pelitas masivas, conformando todas ellas cuerpos tabulares (Tedesco *et al.*, 2013). Sobre la base del análisis de estas facies y sus asociaciones, estos autores interpretaron que los ambientes de depositación de esta formación,

variaron entre sistemas fluviales entrelazados de gravas y abanicos aluviales medios a cercanos, dominados por flujos por gravedad y frentes montañosos dominados por flujos canalizados distantes.

Para esta formación no se han reportado fósiles, sin embargo, hay consenso sobre que su edad abarcaría el intervalo Mioceno tardío-Plioceno, y para algunos autores podría llegar al Pleistoceno temprano, debido a que se encuentra intercalada entre las formaciones Toro Negro (Mioceno tardío – Plioceno temprano) y Santa Florentina (De Alba, 1954; Pleistoceno temprano) (Ciccioli *et al.*, 2005; Ciccioli, 2008; Limarino *et al.*, 2010; Tedesco *et al.*, 2013; Japas *et al.*, 2016).

Formación Las Cumbres (Socic, 1972).— La Formación Las Cumbres aflora ampliamente entre las sierras de Velasco y Paimán al sur y las sierras de Vinquis y Zapata al norte (provincias de La Rioja y Catamarca), cubriendo concordantemente la Formación Salicas (Mioceno tardío-Plioceno temprano). La Formación Las Cumbres tiene un espesor máximo medido de 600 m y está compuesta por una sucesión granocreciente de conglomerados y areniscas, desarrolladas en una gran bajada aluvial formada durante el pico del levantamiento de las Sierras Pampeanas, donde se reconocieron cuatro alounidades (Bossi *et al.*, 2007, 2009).

La sección inferior está constituida por areniscas medianas a gruesas que forman niveles tabulares de base irregular de 2 a 3 m de espesor, a veces terminados en barrancas abruptas contra depósitos arenosos finos y escasas limolitas (espesor 430 m). La sección superior compuesta casi exclusivamente por conglomerados polimícticos principalmente clasto soportados en disposición granocreciente, con guijas y guijarros, frecuentemente imbricados.

Se interpretó que el clima durante la depositación de esta unidad fue árido, con áreas de aporte cercanas constituidas por montañas en activo ascenso. La presencia de carbonato sinsedimentario (calcretes y rizoconcreciones) se explica como el producto de procesos freático edáficos en un clima árido. La amplia extensión de conglomerados indica un transporte masivo de gran penetración en la cuenca vecina definida por el Bolsón de Pipanaco. El gran volumen de conglomerados acumulados en una región tan extensa, implica una producción de cascajo en el área fuente muy superior a la actual. En parte puede atribuirse a un ambiente tectónico muy activo, pero también podría adicionarse un clima árido con un invierno muy riguroso y frío (Bossi *et al.*, 2009).

Se interpretó que el ambiente habría evolucionado desde fluviales y eólicas en la sección basal, variando a barreales y planicie de distributarios (escorrenteras y barras efímeras) con abundantes calcretos y rizoconcreciones. Posteriormente se habrían generado mesoformas de canales, con barras bien definidas y una etapa final de abandono, fue rellenado por capas tabulares de arenas finas, limos, arcilla y una capa de micrita, que pueden interpretarse como un depósito lacustre somero. Sobre todo el conjunto anterior yacen conglomerados finos arenosos que forman un extenso sistema de canales y planicie aluvial.

La edad de esta unidad es considerada Plio-Pleistoceno, por yacer transicionalmente sobre la Formación Salicas, portadora de mamíferos fósiles asignados a la edad mamífero Huayqueriense (Tauber, 2005; Brandoni *et al.*, 2012) y por ser

correlacionable con la Formación Guanchín que aflora en el Bolsón de Fiambalá, provincia de Catamarca (Bossi *et al.*, 2009).

PALEOAMBIENTE

Los paleoambientes depositacionales de la región de Cuyo han sido interpretados en determinadas áreas en las que se destaca la magnitud de los afloramientos sedimentarios, el ambiente tectónico dominante y/o la identificación de las sucesiones portadoras de fósiles con los que se intenta establecer correlaciones con las edades biocronológicas reconocidas en América del Sur (SALMA).

El activo régimen tectónico del Plioceno en la región de Cuyo (Ramos, 1999) y las condiciones paleoclimáticas dominantes, sugieren diversas sucesiones estratigráficas y características paleoambientales vinculadas al levantamiento de la Cordillera de los Andes. En consecuencia, los depósitos varían desde fluviales de alta energía hasta lacustres, con frecuente desarrollo de paleosuelos, dunas eólicas, depósitos evaporíticos y volcaniclásticos.

El vulcanismo Plioceno resulta evidente en Mendoza Oriental. Originalmente, Groeber (1947b) propuso la denominación de Coyocholitense (=Basalto II) para incluir a los productos volcánicos pliocenos de composición basáltica y andesítica (e.g., Sruoga *et al.*, 2012). Niveles cineríticos de escaso espesor fueron también reconocidos en algunas de las unidades discutidas en el texto (formaciones Tunuyán, Bajada Grande y La Huertita). Asimismo, en San Juan, tanto los depósitos volcánicos como volcaniclásticos, aparecen en las cuencas más occidentales de la cordillera y del valle intermontano contiguo, interestratificados con depósitos proximales de abanicos aluviales (formaciones Los Bañitos, Olivares, Chinches, Lomas del Campanario, Las Flores, Lomas del Inca y Puchuzum) y en ocasiones depósitos lacustres temporales (formaciones Puchuzum, Lomas del Inca, Las Flores). Mientras que, en La Rioja, la depositación sinorogénica asociada a un frente montañoso tectónicamente activo, se reconoce en la cuenca de antepaís de Vinchina, donde se acumuló la Formación Toro Negro.

Posiblemente para el Plioceno los ambientes áridos y semiáridos ya estaban establecidos en la región, así lo indican las evidencias sedimentológicas y edafológicas. Probablemente, las alturas máximas en la cordillera de los Andes cercanas a los 5000 msnm que habrían favorecido el desarrollo de la sombra pluviométrica. En Mendoza, cabe destacar la presencia de ambientes eólicos en las formaciones Tunuyán, Bajada Grande, La Huertita y Río Seco del Zapallo, a su vez, en San Juan, vinculados a la Formación Chinches en la zona cordillerana, y luego hacia la zona de Sierras Pampeanas, la Formación Angostura, mientas que, en La Rioja se reconocen en la Formación Las Cumbres.

En líneas generales desde el punto de vista paleoambiental, las unidades pliocenas están representadas mayormente por depósitos de tipo aluvial y fluvial. En tal sentido, se pueden distinguir diferentes condiciones depositacionales en relación con la posición de las cuencas o depocentros donde los mismos fueron acumulados,

aunque siempre se reconoce una fuerte vinculación con el levantamiento de la Cordillera, la Precordillera y las Sierras Pampeanas.

Se identifican ambientes caracterizados por una red de canales entrelazados a anastomosados de baja sinuosidad y poca profundidad, asociados a extensos y predominantes complejos de llanura arenosa y extensas planicies de inundación donde se desarrolló la vegetación, como así también, condiciones de moderada a baja energía con estadios lacustres someros, y estratos con abundante precipitación de yeso y carbonato. Asimismo, los depósitos de los valles intermontanos presentan unidades vinculadas a abanicos aluviales proximales y distales, y con depósitos de barreales interestratificados.

Evidencias de paleosuelos se reconocen en La Rioja (formaciones Toro Negro, Salicas y Las Cumbres) y San Luis (Formación Río Quinto), los mismos pudieron desarrollarse en la planicie de inundación o en áreas protegidas de intercanal con niveles freáticos altos (Rodríguez Brizuela y Tauber, 2006; Prado *et al.*, 1998; Basaez *et al.*, 2013).

DISCUSIÓN

En la región de Cuyo, los afloramientos de las sedimentitas vinculadas al Plioceno están ampliamente distribuidos en toda el área y son producto del relleno de cuencas de carácter intra e intermontanas que en algunos casos alcanzan importantes espesores y en otros una amplia distribución areal. A escala regional, los afloramientos se encuentran aislados, lo que dificulta su correlación. Sin embargo, los últimos avances en el conocimiento de las evidencias paleontológicas y el aporte significativo de las edades absolutas, ha demostrado la continuidad evolutiva con los depósitos miocenos y ha permitido elaborar interpretaciones de correlación estratigráfica. La génesis de las unidades sedimentarias pliocenas de la región está estrechamente vinculada al levantamiento de la Cordillera. Así, en las unidades más occidentales se distinguen facies volcánicas y volcanoclásticas de arco, y facies aluviales proximales. Mientras que hacia el oriente, las facies son más distales y los depósitos volcaniclásticos tienden a aparecer resedimentados.

Para el Plioceno, la Cordillera de los Andes habría alcanzado alturas cercanas a los 5000 msnm (Giambiagi *et al.* 2014), lo que habría favorecido el desarrollo de la sombra pluviométrica hacia el este y consecuentemente el establecimiento de climas más áridos.

En los depocentros se reconocen ambientes fluviales, eólicos y lacustres, caracterizados por sedimentos silicoclásticos, desarrollo de paleosuelos, y trazas fósiles (raíces, coprolitos, icnitas de vertebrados e invertebrados), acompañados de depósitos volcaniclásticos.

Respecto a la paleontología de la región, cabe destacar que las principales citas corresponden a los mamíferos fósiles, sin embargo, las sucesiones también son portadoras de otros vertebrados, invertebrados, troncos, polen e icnitas (e.g., Rovereto, 1914; Bordas, 1934, 1941, Rusconi, 1936, 1939; Pascual, 1954; Prado *et al.*, 1998; De Iuliis *et al.*, 2004; Georgieff *et al.*, 2004; Tauber, 2005; Rodríguez Brizuela y Tauber,

2006; Contreras, 2007; Cerdeño *et al.*, 2008, Krapovickas *et al.*, 2009; Alonso *et al.*, 2011; Bracco *et al.*, 2011; Chiesa *et al.*, 2011a, b; Forasiepi *et al.*, 2011; Krapovickas y Nasif, 2011; Martínez y Rodríguez Brizuela, 2011; Vucetich *et al.*, 2011; Brandoni *et al.*, 2012; Cerdeño y Schmidt, 2013; García Massini y Pujana, 2013; Turazzini, 2013; Garrido *et al.*, 2014; Turazzini y Miquel, 2014).

El Plioceno demarca un cambio en las comunidades terrestres de América del Sur, con la extinción de varios clados característicos de la fauna autóctona hacia el Plioceno medial (e.g., Kraglievich, 1952; Tonni *et al.*, 1992). Algunos autores han vinculado este fenómeno con los profundos cambios ambientales y climáticos vinculados a la orogenia Andina, dispersión de pastizales y establecimiento de ambientes áridos a semiáridos (e.g., Ortiz Jaureguizar *et al.*, 1995; Cione y Tonni, 2001), mientras que otros han argumentado a favor del impacto de un meteoro en la región Pampeana alrededor de los 3,3 Ma (Schultz *et al.*, 1998; Vizcaíno *et al.*, 2004). Durante el Plioceno, la conexión terrestre entre América del Norte y del Sur habría estado definitivamente establecida (ver Coates y Stallard, 2013 y referencias allí citadas sobre el origen del Istmo de Panamá), facilitando el movimiento faunístico entre ambos continentes (e.g., Woodburne, 2010; Cione *et al.*, 2015). Los primeros componentes de origen Holártico registrados en América del Sur son los carnívora Procyonidae, reconocidos para el Mioceno tardío. En los depósitos del Plioceno de la región de Cuyo, el prociónido *Chapalmalania altaefrontis* fue recuperado de la Formación Tunuyán (Mendoza). Sin embargo, cabe destacar que aún para el Plioceno los elementos endémicos de la fauna sudamericana son los dominantes en los ecosistemas terrestres.

Comparando con otras unidades portadoras del territorio argentino (e.g., Catamarca, este volumen), las asociaciones faunísticas de la región de Cuyo son aún escasas. Estas diferencias en la paleodiversidad pueden ser consecuencias del desarrollo de paleoambientes más extremos en la región, como a la falta de trabajos de campo y estudios sistemáticos, contribuyendo artificialmente al sesgo en el registro fósil. De esta forma, los trabajos de campo sistemáticos y la calibración de las unidades litoestratigráficas, tienen el potencial de brindar una reconstrucción más precisa de sus ecosistemas en asociación a la evolución de la Cordillera de los Andes, los cambios ambientes y climáticos asociados.

CONCLUSIONES

Se presenta una compilación actualizada de los depósitos pliocenos de la región de Cuyo, incluyendo las provincias de San Luis, Mendoza, San Juan y La Rioja. A lo largo del texto se discute sobre la estratigrafía, la paleontología y la reconstrucción paleoambiental de cada una de las unidades tratadas.

Las sucesiones pliocenas de la región de Cuyo guardan una fuerte continuidad estratigráfica con aquellas miocenas, las que en conjunto acompañan el levantamiento del orógeno andino, reconociendo paleoambientes sedimentarios acordes a esta vinculación, con un incremento en la aridización. Así, los depocentros más occidentales presentan facies volcánicas y volcanoclásticas asociadas a facies clásticas

de abanicos proximales con llanuras arenosas y ríos entrelazados a anastomosados. En los depocentros más orientales, las sucesiones resultan más externas al área de aporte principal y están dominadas por las litofacies finas de abanicos distales, barreales y depósitos lacustres efímeros, donde los paleoambientes habrían evolucionado localmente a playas salinas o lagos someros y playas de bolsones, bajo un clima de mayor aridez.

Los ambientes predominantes son de tipo aluvial y fluvial. Durante el Plioceno y en asociación al levantamiento andino, se habrían establecido depósitos eólicos, en particular, en los centros de las cuencas.

Las asociaciones faunísticas del Plioceno de la región de Cuyo son aún escasas comparadas con otras conocidas del territorio argentino. La ausencia de fósiles en los afloramientos de algunas de las áreas mencionadas, representa una dificultad en la propuesta de correlación bioestratigráfica. Asimismo, los fósiles conocidos hasta el momento (vertebrados, invertebrados, plantas e icnitas) proceden de formaciones cuya asignación temporal es contradictoria con algunas dataciones radimétricas disponibles. Esto demuestra la necesidad de revisar el significado bioestratigráfico y geocronológico de las evidencias disponibles. Sin embargo, resulta interesante destacar que las asociaciones fósiles en determinados sectores de las cuencas cuyanas, permiten evaluar la evolución de la sucesión de la biota durante el lapso Mioceno tardío a Plioceno medio.

Se consideran necesarios más trabajos sistemáticos de campo y la calibración de las unidades litoestratigráficas por medio de dataciones radimétricas, lo que ayudará a ajustar con mayor precisión las correlaciones intra e inter cuencales, así como también la temporalidad en relación con la elevación del orógeno andino, considerando el potencial de brindar una reconstrucción más precisa de los paleoecosistemas que se desarrollaron en asociación a la evolución de la Cordillera de los Andes, los cambios paleoambientales y climáticos asociados.

AGRADECIMIENTOS

A los pobladores rurales y demas personas que de distintas maneras colaboran en el desarrollo del conocimiento geológico de nuestro país. Contribución a los proyectos: PUE 0091 (IANIGLA), PICT 2015-966, ProICo 3-2-0514 (UNSL), al Dr. O. Limarino por la lectura crítica del manuscrito (San Juan), al Tecn. José Di Ronco.

Contribuciones.— J.C., A.B., N.L., San Luis; R.B., F.J.P., A.M.F., Mendoza; C.C., I.O., San Juan; A.T., D.B., La Rioja. Todos los autores han leído y han contribuido a la versión final del manuscrito.

BIBLIOGRAFÍA

Agnolin F. L., Tomassini R. L. y Contreras V. H. 2016. Oldest record of Thinocoridae (Aves, Charadriiformes) from South America. Annales de Paléontologie 102: 1-6.

Alonso M. S., Limarino C. O., Litvak V. D., Poma S. M., Surino J. y Remesal M. B. 2011. Paleogeographic, magmatic and paleoenvironmental scenarios at 30ºS during the andean orogeny: Cross sections from the volcanic-arc to the orogenic front (San Juan, Argentina). En: Salfity, J.A. y Marquillas (Eds.), Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina: 23-45. SCS, Salta, Argentina.

Ameghino, F. 1908. Las formaciones sedimentarias en la región litoral de Mar del Plata y Chapadmalal. Anales del Museo Nacional 3: 343-428.

Amidon, W. H., Ciccioli, P. L., Marenssi, S. A., Limarino, C. O., Burch Fisher, G., Burbank, D. W. y Kylander-Clark, A. 2016. U-Pb ages of detrital and volcanic zircons of the Toro Negro Formation, northwestern Argentina: Age, provenance and sedimentation rates. Journal of South American Earth Sciences 70: 237-250.

Amidon, W. H., Burch Fisher, G., Burbank, D. W., Ciccioli, P. L., Alonso, R. N., Gorin, A. L., Silverhart, P. H., Kylander-Clark, A. R. C. y Christoffersen, M. S. 2017. Mio-Pliocene aridity in the south-central Andes associated with Southern Hemisphere cold periods. PNAS 114, 6474-6479, doi: 10.1073 / pnas.1700327114.

Azcuy, C. y Morelli, J. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 18e, Paganzo, Provincias de La Rioja y San Juan. Servicio Geológico Nacional. Inédito.

Astini, R. y Oviedo, N. 2014. La posición estratigráfica de la Formación Los Llanos (calcretes-silcretes) y sustratos pedogenizados y significado geológico en el ámbito de las Sierras Pampeanas. XIX Congreso Geológico Argentino. Actas CD, Córdoba.

Baldis, B. 1963. Geología de la zona situada al Sud de Ea. Leoncito, Departamento de Calingasta, Provincia de San Juan. Tesis de Licenciatura (Inédito), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. 18 pp. Inédito.

Basaez, A., Chiesa, J. y Lucero, N. 2013. Estratigrafía y paleontología del sector medio de la cuenca Río Quinto (Mioceno superior-Pleistoceno tardío), San Luis, Argentina. Acta Geológica Lilloana 25 (1-2): 37-48.

Bastías, H. 1991. Complejo volcánico Olivares: un gran evento magmático mio - plioceno en los Andes a 30° latitud sur. VI Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 520 - 524. Viña del Mar.

Beer, J. A. 1989. Magnetic polarity stratigraphy and deposition environments of the Bermejo basin and seismic stratigraphy of the Iglesia basin. Central Andes. Tesis Doctoral, Cornell University, 195 p. (inédito). Ithaca.

Beer, J. A., Almendinger, R. W., Figueroa, D. E. y Jordan, T. E. 1990. Seismic Stratigraphy of a Neogene Piggyback Basin. The American Asociation of Petroleum Geologists Bulletin 74 (8): 1183-1202.

Beer, J. A., Jordan, T. E. y Johnson, N. M. 1987. Velocidad de sedimentación y ambientes sedimentarios asociados con el desarrollo mioceno de la Precordillera, Huaco, provincia de San Juan, República Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 83-86. San Miguel de Tucumán.

Berman, W. D. 1994. Los Carnívoros Continentales (Mammalia-Carnivora) del Cenozoico en la Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, Universidad Nacional de La Plata, 413 pp. La Plata, Buenos Aires.

Bercowski, F. 1993. Facies piroclásticas en el Terciario del valle de Iglesia, provincia de San Juan, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 206-215. Mendoza.

Bercowski, F. y Figueroa, D. 1987. Flujos Piroclásticos en la Formación Albarracín, Terciario, Precordillera, San Juan, Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas, 4: 225-227. S. M. de Tucumán.

Bercowski, F., Berenstein L. R. de, Johnson, N. M. y Naeser C. W. 1986. Sedimentología, magnetoestratigrafía y edad isotópica del Terciario en Loma de Las Tapias, Ullum, provincia de San Juan. I Reunión Argentina de Sedimentología, Asociación Argentina de Sedimentología, Actas 1: 169-172. La Plata, Buenos Aires.

Biondi, J. L. 1937. Informe Geológico sobre el Dpto. General Belgrano, Provincia de San Luis. Yacimientos Petrolíferos Fiscales - Informe Interno Inédito 0124, 63 pp. Buenos Aires.

Bodenbender, G. 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes, República Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias Córdoba 19: 5-221.

Bonini, R. A. y Brandoni, D. 2015. Pyramiodontherium Rovereto (Xenarthra, Tardigrada, Megatheriinae) from the Early Pliocene of San Fernando, Catamarca Province, Argentina. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 52 (6): 647-655.

Bonini, R., Forasiepi, A. M., Prevosti, F. J., Garrido, A. C., Barbeau, D. L., Turazzini, G. F., Echarri, S., Pujos, F., Macphee, R. D. E., Verzi, D., Vera, B., Cerdeño, E., Pérez, M. E., Rasia, L. L., Esteban, G. y de la Fuente, M. S. 2016. Avances en paleontología, estratigrafía y edad de la Formación Huayquerías (Mioceno tardío, Mendoza). XXX Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. Actas 1: 61, Buenos Aires.

Bordas, A. F. 1934. Los fósiles de la cantera Santa Isabel, provincia de San Luis. Revista Minera 6 (4): 97-98.

Bordas, A. F. 1941. Nuevos restos fósiles de la Formación de Los Llanos (San Luis). Physis 19: 23-27.

Bossi, G. E. 1977. La Formación Cerro Rajado, Provincia de La Rioja. Acta Geológica Lilloana 14: 19-40.

Bossi, G. E., Georgieff, S. M. y Vides, M. E. 2007. Arquitectura y paleoambientes de los depósitos fluviales gravosos de la Formación Las Cumbres (Neógeno), en Villa Mervil, La Rioja, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 14 (1): 53-75.

Bossi, G. E., Muruaga, C. M. y Gavriloff, I. J. C. 1999. Sierras Pampeanas. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.). Geología del Noroeste Argentino: 329-360. XIV Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires.

Bossi, G. E., Georgieff, S. M., Muruaga, C. M., Ibáñez, L. M. y Sanagua. J. G. 2009. Los conglomerados sintectónicos de la Formación Las Cumbres (Plio-Pleistoceno), Sierras Pampeanas de La Rioja y Catamarca, Argentina. Andean Geology 36 (2): 172-196.

Bracaccini, O. I. 1938. Informe geológico sobre las Huayquerías de San Carlos. Informe YPF, Buenos Aires. Inédito.

Bracaccini, O. 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera sanjuanino-Mendocina. Boletín de Informaciones Petroleras 258: 81-105.

Bracco, A., León, L., Prámparo, M. Cerdeño, E. y Contreras, V. 2011. Stratigraphy and sedimentology of the Neogene deposits of Puchuzum, San Juan, Argentina. En: Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. (Eds.). Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina: 65-74. SCS Publisher, Salta.

Brandoni, D., y Carlini, A. A. 2009. On the presence of *Pyramiodontherium* (Mammalia, Tardigrada, Megatheriidae) in the "Conglomerado osífero" (late Miocene) of Argentina and its biogeographical implications. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 115 (1): 111-123.

Brandoni, D., Schmidt, G. I., Candela, A. M., Noriega, J. I., Brunetto, E., y Fiorelli, L. E. 2012. Mammals from the Salicas Formation (Late Miocene), La Rioja Province, Northwestern Argentina: Paleobiogeography, age, and paleoenvironment. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 49 (3): 375-387.

Cardó, R., y Díaz, I. N., 1999. Hoja Geológica 3169-I, Rodeo, Provincias de San Juan. Servicio Geológico-Minero Argentino.

Carlini, A. A., Brandoni, D., Scillato-Yané, G. J. y Pujos, F. 2002. Una nueva especie de megaterino (Xenarthra, Megatheriidae) del Mioceno tardío-Plioceno de Catamarca, Argentina. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 39 (3): 367-377.

Cerdeño, E. y Bond, M. 1998. Taxonomic revision and phylogeny of Paedotherium and Tremacyllus (Pachyrukhinae, Hegetotheriidae, Notoungulata) from the Late Miocene to the Pleistocene of Argentina. Journal of Vertebrate Paleontology 18: 799-811.

Cerdeño, E. y Schmidt, G. I. 2013. Milk molars or extra premolars in Mesotheriinae (Mesotheriidae, Notoungulata): New insights into an old controversy. Geobios 46: 195-202.

Cerdeño, E., Chiesa, J. y Ojeda, G. 2008. Presence of Oxyodontherium (Macraucheniidae, Litopterna) in the Rio Quinto Formation, San Luis, Argentina. Journal of South American Earth Science 25: 217-226.

Chiaramonte, L., Ramos, V. A. y Araujo, M. 2000. Estructura y sismotectónica del anticlinal de Barrancas, cuenca cuyana, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55 (4): 309-336.

Chiesa, J., Basaez, A., Navio, J., Strasser, E., Ojeda, G. y Lucero, N. 2011a. Miocene-Pliocene stratigraphy of the San Luis Province, Argentina. En: J. Salfity y R. Marquillas (Ed.), Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina:

75-89. Instituto del Cenozoico, Universidad Nacional de Salta. Salta. SCS Publisher.

Chiesa, J., Lucero, N., Cerdeño, E., Ojeda, G. y Prado, J. 2011b. Bioestratigrafía del Neógeno en la Cuenca del Río Quinto, San Luis, Argentina. En: Calvo J., Porfiri J., González Riga B. y Dos Santos D. (Eds.), Paleontología y dinosaurios desde América Latina: 89-96. Editorial Universidad Nacional de Cuyo (Mendoza).

Ciccioli, P. L. 2008. Evolución paleoambiental, estratigrafía y petrología sedimentaria de la Formación Toro Negro (Neógeno), Sierras Pampeanas Noroccidentales (Provincia de La Rioja). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 336 pp. Buenos Aires.

Ciccioli, P. L. y Marenssi, S. A. 2012. Paleoambientes sedimentarios de la Formación Toro Negro (Neógeno), antepaís fracturado andino, noroeste argentino. Andean Geology 39 (3), 406-440.

Ciccioli, P. L, Limarino, C. O. y Marenssi, S. A. 2005. Nuevas edades radimétricas para la Formación Toro Negro en la Sierra de los Colorados, Sierras Pampeanas Noroccidentales, prov. La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60 (1): 251-254.

Ciccioli, P. L., Limarino, C. O., Marensi, S. A., Tedesco, A. M. y Tripaldi, A. 2010. Estratigrafía de la cuenca de Vinchina (Tercierio), Sierras Pampeanas, Provincia de La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina 66 (1): 146-155.

Cione, A. L. y Tonni, E. P. 1995. Bioestratigrafía y cronología del Cenozoico de la región Pampeana. En: Alberdi, M. T., G. Leone y E. P. Tonni, (Eds.). Evolución biológica y climática de la región Pampeana durante los últimos cinco millones de años. Un ensayo de correlación con el Mediterráneo occidental: 47-74. Museo Nacional de Ciencia Naturales. Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

Cione, A. L. y Tonni, E. P. 2001. Correlation of Pliocene to Holocene southern South American and European vertebrate-bearing units. Bollettino Della Societa Paleontologica Italiana 40: 1-7.

Cione, A. L., Gasparini, G., Soibelzon, E., Soibelzon, L. H., y Tonni, E. P. 2015. The Great American Biotic Interchange. A South American Perspective. Springer, Dordrecht.

Coates, A. G. y Stallard, R. F. 2013. How old uis the Isthmus of Panama? Bulletin of Marine Science 89 (4): 801-813.

Coira, B. L. y Koucharsky, M. M. 1970. Geología y Petrología de la Sierra Brava, provincia de La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25: 444-466.

Combina, A. y Santiesteban Bové, C. 2000. Descripción de las unidades estratigráficas de los abanicos cuaternarios de la Sierra de Velasco-La Rioja Argentina. II Congreso Latinoamericano de Sedimentología y VIII Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 65-66. Mar del Plata, Buenos Aires.

Contreras, V. H. 2007. Macrochorobates scalabrinii (Cingulata, Dasypodidae) en el Neógeno del valle de Iglesia (San Juan, Argentina). XXIII Jornadas Argentinas

de Paleontología de Vertebrados. Actas: 14, Trelew. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 44 (4): 11.
Contreras, V. H. y J. A. Baraldo. 2011. Calibration of the Chasicoan–Huayquerian stage boundary (Neogene), San Juan, western Argentina. En J. A. Salfity y R. A. Marquillas (Eds.), Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina: 111–121. Instituto del Cenozoico, Universidad Nacional de Salta, Salta, Argentina, SCS Publisher.
Contreras, V. H., Tomassini R. L., Pérez M. A. y Oliva C. 2013. *Macrochorobates scalabrinii* (Moreno & Mercerat) (Cingulata, Dasypodidae) en el Mioceno tardío de la provincia de San Juan (Argentina). Implicancias biocronoestratigráficas y paleobiogeográficas. Revista Brasileira de Paleontologia 16: 309-318.
Contreras, V., O. Damiani, P. Milana, A. Bracco y Barrera, O. 1990. Paleógeno y Neógeno de San Juan. XI Congreso Geológico Argentino. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan: 154- 185. San Juan.
Contreras, V. H., Monetta, A., Baraldo, J., Vallecillo, G., Weidmann, R. y Pesenti, J. 2001. Bioestratigrafía y edad de la Formación Loma de las Tapias, San Juan, Argentina. VIII Congreso Colombiano de Geología, Actas 1: 1-15. Manizales.
Cortés, J. M. 1993. El frente de corrimiento de la Cordillera Frontal y el extremo sur del valle de Uspallata, Mendoza. In XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 168-178.
Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D. y Ulacco, H. 1997. Hoja Geológica Santa Rosa (3366-II), San Luis y Córdoba. Dirección Nacional del Servicio Geológico - Universidad Nacional de San Luis. Boletín Nº 373. Buenos Aires, 89 pp.
Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D. y Ulacco, H. 1999. Hoja Geológica San Francisco, 3366-I, San Luis, San Juan y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico - Universidad Nacional de San Luis. Boletín Nº 293. Buenos Aires, 76 pp.
Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D. y Ulacco, H. 2001. Hoja Geológica San Luis, 3366-III, Provincias de San Luis y Mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico - Universidad Nacional de San Luis. Boletín Nº 278. Buenos Aires, 92 pp.
Costa, C., Ortiz Suárez, A., Miró, R., Chiesa, J., Ojeda, G., Gardini, C., Carugno Duran, A., Guerstein, P., Strasser, E., Morla, P. y Tognelli, G. 2005. Hoja Geológica Villa Mercedes, 3366-IV, Provincia de San Luis. Dirección Nacional del Servicio Geológico - Universidad Nacional de San Luis. Boletín Nº 348. Buenos Aires, 83 pp.
Cuerda, A. J., Cingolani, C. A., Varela, R. y Schauer, O. C. 1984. Descripción geológica de la Hoja 19d Mogna. Servicio Geológico Nacional, Boletín 192.
Dalla Salda, L.H. y Varela, R. 1981. Informe preliminar sobre la geología de la Hoja 21d-Villa Cólon. Inédita Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires.

Dávila, F. M. 2005. Revisión estratigráfica y paleoambientes del Grupo Angulos (Neógeno), Sierra de Famatina, La Rioja: Su significado en el relleno del antepaís fragmentado. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60 (1): 32-48.

Dávila, F. M. y Astini, R. 2003. Las eolianitas de la sierra de Famatina (Argentina): interacción paleoclima-tectónica en el antepaís fragmentado andino central durante el Mioceno medio?. Revista Geológica de Chile 30 (2): 187-204.

Dávila, F.M. y Lithgow-Bertelloni, C. 2015. Dynamic uplift during slab flattening. Earth Planetary Sciences Letter 425: 34-43.

Dávila, F.M., Astini, R.A., Jordan, T.E., Gehrels, G. y Ezpeleta, M. 2007. Miocene forebulge development previous to broken foreland partitioning in the Southern Central Andes, West-Central Argentina. Tectonics 26 (5): DOI: 10.1029 / 2007TC002118.

De Alba, E. 1954. Descripción geológica de la Hoja 16 c Villa Unión, Provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Minería, Boletín 82: 1-81.

De Carles, E. 1911. Ensayo geológico descriptivo de las Guayquerías del Sur de Mendoza (Dep. de San Carlos). Anales del Museo Nacional Historia Natural de Buenos Aires 22: 77-95.

De Iuliis, G., Ré, G. H. y Vizcaíno, S. F. 2004. The Toro Negro megatheriinae (Mammalia, Xenarthra): a new species of Pyramiodontherium and a review of Plesiomegatherium. Journal of Vertebrate Paleontology 24: 214-227.

Deschamps, C. M., Vieytes, E. C., Olivares, A. I. y Vucetich, M. G. 2009. Primer registro de *Cardiatherium chasicoense* (Rodentia: Hydrochoeridae) fuera del área pampeana (Argentina) y su valor bioestratigráfico. Ameghiniana 46: 295-305.

Deschamps, C. M., Vucetich, M. G., Verzi, D.H. y Olivares, A. I. 2012. Biostratigraphy and correlation of the Monte Hermoso Formation (Early Pliocene, Argentina): the evidenc efrom caviomorph rodents. Journal of South American Earth Sciences 35: 1-9.

Dessanti, R. N. 1946. Hallazgo de depósitos glaciales en las Huayquerías de San Carlos (Mendoza). Revista de la Sociedad Geológica Argentina 46 (4): 270-284.

Dessanti, R. N. 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c-Cerro Diamante (Provincia de Mendoza): Boletín de la Dirección Nacional de Minería 85: 1-79.

Dessanti, R. N. 1973. Descripción geológica Hoja 29-b, Bardas Blancas, provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 139, 70 págs. Buenos Aires.

Di Paola, E. 1994. Distribución y evolución de los depósitos Cenozoicos de la provincia de San Luis entre los 32º20’ y 34º de latitud sur. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 1 (1): 33-52.

Di Paola, E. y González, M. 1992. Silicofitolitos en secuencias continentales terciario-pleistocenas de la Provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47: 113-113.

Di Paola, E. y Rivarola, D. 1992. Formación San Roque: complejo fanglomerádico - fluvial terciario, sur de la sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 47 (1): 23-29.

Di Paola, E., Lacreu, H., Rivarola, D. y Strasser, E. 1990. Respuesta sedimentaria al diastrofismo cenozoico. Subcuenca Potrero de los Funes y las Chacras, provincia de San Luis. III Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 114-118.

Echarri, S., Forasiepi, A. M., Garrido, A. C. Prevosti, F. J. Turazzini, G. F. y Vera, B. 2013. Las Huayquerías de Mendoza. Nuevos trabajos de campo y resultados preliminares. II Simposio del Mioceno–Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, Libro de Resúmenes Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 50 (1): 15-16.

Esteban, G., Nasif, N., y Georgieff, S. M. 2014. Cronobioestratigrafía del Mioceno tardío–Plioceno temprano, Puerta de Corral Quemado y Villavil, provincia de Catamarca, Argentina. Acta Geológica Lilloana 26 (2): 165-192.

Ezpeleta, M., Dávila, F. M. y Astini, R. A. 2006. Estratigrafía y paleambientes de la Formación Los Llanos (La Rioja): Una secuencia condensada miocena en el antepaís fragmentado andino central. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61 (2): 171-186.

Fiorelli, L. E., Grellet-Tinner, G., Alasino, P. H. y Argañaraz, E. 2012. The geology and palaeoecology of the newly discovered Cretaceous neosauropod hydrothermal nesting site in Sanagasta (Los Llanos Formation), La Rioja, northwest Argentina. Cretaceous Research 35: 94-117.

Fiorelli, L. E., Leardi, J. M., Hechenleitner, E. M., Pol, D., Basilici, G. y Grellet-Tinner, G. 2016. A new Late Cretaceous crocodyliform from the western margin of Gondwana (La Rioja Province, Argentina). Cretaceous Research 60: 194-209.

Fiorelli, L., Grellet-Tinner, G., Argañaraz, E., Larrovere, M., Chornogubsky, L., Torrens, J. y Hechenleitner, M. 2011. Record of the first cretaceous continental fauna from La Rioja province, northwestern Argentina: geo-paleontological implications. 22nd LAK 2011, Heidelberg Abstracts 57.

Flores, M. 1969. El bolsón de las Salinas en la provincia de San Luis. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 311-327, Mendoza.

Folguera, A. y Zarate, M. 2009. La sedimentacion neogena continental en el sector extrandino de Argentina central. Revista de la Asociacion Geologica Argentina 64: 692-712.

Folguera, A. y Zarate, M. 2011. Neogene sedimentation in the Argentine foreland between 34°30'S and 41°S and its relation to the Andes evolution. En: Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. (Eds.), Cenozoic geology oh the Central Andes of Argentina: 123- 134. Salta, SCS Publisher.

Forasiepi, A. M., Goin, F. y Martinelli, A. G. 2009. Contribution to the knowledge of the Sparassocynidae (Mammalia, Metatheria, Didelphoidea), with comments on the age of the Aisol Formation (Neogene), Mendoza Province, Argentina. Journal of Vertebrate Paleontology 29: 1252-1263.

Forasiepi, A. M., Martinelli, A. G., de la Fuente, M. S., Dieguez, S. y Bond, M. 2011. Paleontology and stratigraphy of the Aisol Formation (Neogene), San Rafael, Mendoza. En: J. A. Salfity y R.A. Marquillas (eds.), Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina: 135-154. SCS Publisher. Salta.

Forasiepi, A. M., Soibelzon, L. H., Gomez, C. S., Sánchez, R., Quiroz, L. I., Jaramillo, C. y Sánchez-Villagra, M. R. 2014a. Carnivorans at the Great American Biotic Interchange: new discoveries from the northern neotropics. Naturwissenschaften 101: 965–974.

Forasiepi, A. M., Cerdeño, E., Bond, M., Schmidt, G. I., Naipauer, M., Straehl, F. R., Martinelli, A. G., Garrido, A. C., Schmitz, M. D. y Crowley, J. L. 2014b. New toxodontid (Notoungulata) from the Early Miocene of Mendoza, Argentina. Paläontologische Zeitschrift 85: 185–200.

Francis, J. 1965. Los géneros de la subfamilia Mesotheriinae (Typotheria, Notoungulata) de la República Argentina. Boletín del laboratorio de paleontología de vertebrados 1 (1): 1-31.

Frenguelli, J. 1930. Las Guayquerías de San Carlos en la provincia de Mendoza. *Universidad Nacional del Litoral*, Departamento de Extensión Universitaria 9: 7-54.

Frenguelli, J. 1931. Observaciones geográficas y geológicas en la región de Sayapé (Pcia. de San Luis). Escuela Normal Superior "José M. Torres", 68 pp.

Furque, G. 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b. Guandacol (Provincias de La Rioja y San Juan): Buenos Aires, Argentina Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92.

Furque, G. 1972a. Descripción Geológica de la Hoja 16b. Cerro La Bolsa (Provincias de La Rioja y San Juan): Buenos Aires, Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín, 125.

Furque, G. 1972b. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: Leanza, A.F. (Ed.), Geología Regional Argentina: 237-287. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.

Furque, G. 1979. Descripción geológica de la hoja 18c, Jachal. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 125, 79p. Buenos Aires.

Furque, G., González, P. y Caballé, M. 1998. Descripción de la Hoja Geológica 3169-II, San José de Jáchal (Provincias de San Juan y La Rioja). Servicio Geológico y Minero Argentino, Boletín 259, 150

García-López, D. A. y Babot, M. J. 2015. A Late Miocene Argyrolagidae (Mammalia, Metatheria, Bonapartheriiformes) from Northwestern Argentina. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 52 (3): 314-323.

García Massini, J.L. y Pujana, R.R. 2013. Silicified termite coprolites in mesquite-like wood from the Miocene of La Rioja, Argentina. International Journal of Plant Sciences 174 (3): 585-591.

Garrido, A. C., Turazzini, G. F., Bond, M., Aguirrezabala, G. y Forasiepi, A. M. 2014. Estratigrafía, vertebrados fósiles y evolución tectosedimentaria de los depósitos neógenos del Bloque de San Rafael (Mioceno–Plioceno), Mendoza, Argentina. Acta Geologica Lilloana 26 (2): 133-164.

Georgieff, S.M., Herbst, R., Esteban, G.I. y Nasif, N. 2004. Análisis paleoambiental y registro paleontológico de la Formación Desencuentro (Mioceno Superior), Alto de San Nicolás, La Rioja, Argentina. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 41: 45-45.

Giambiagi, L., Tassara, A., Mescua, J., Tunik, M., Alvarez, P.P., Godoy, E., Hoke, G.,

Pinto, L., Spagnotto, S., Porras, H., Tapia, F., Jara, P., Bechis, F., García, V. H., Suriano, J., Moreiras, S. M. y Pagano. S. D. 2014. Evolution of shallow and deep structures along the Maipo–Tunuyán transect (33°402 S): from the Pacific coast to the Andean foreland Geological Society, London, Special Publications, 399, first published on February 27, 2014, doi:10.1144/SP399.14

Goin, F. J., Montalvo, C. I. y Visconti, G. 2000. Los marsupiales (Mammalia) del Mioceno superior de la Formación Cerro Azul (Provincia de La Pampa, Argentina). Estudios Geológicos 56: 101-126.

Góis Lima, F. 2013. Análisis morfológico y afinidades de los Pampatheriidae (Mammalia, Xenarthra). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 312 pp., La Plata, Buenos Aires.

González Díaz, E. F. 1964. Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la Hoja 27d-San Rafael y zona occidental vecina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 19 (3): 151-188.

González Díaz, E. F. 1972. Descripción geológica de la Hoja 27d- San Rafael, Provincia deMendoza. Boletín de la Dirección Nacional de Minería 132: 1–127.

Grellet-Tinner, G. y Fiorelli, L.E. 2010. A new Argentinean nesting site showing neosauropod dinosaur reproduction in a Cretaceous hydrothermal environment. Nature Communications 1, 32.

Groeber, P. 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70º. Hojas Domuyo, Marí Mahuida, Huarhaur-Co y parte de Epu Lauken. Revista de la Sociedad Geológica Argentina 2: 347-408.

Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneado y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina II (2):141-176. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1:1-174 (1980), Buenos Aires.

Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34º y 29º30'. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Ciencias Geológicas 1: 235–352.

Groeber, P. 1952. Glacial tardío y postglacial en Patagonia. Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar del Plata 1: 79–103.

Gross, W. 1948. Cuadro tectónico del valle de Punilla. Revista de la Asociación Geológica Argentina 3 (2): 73-132.

Guiñazú, J.R. 1962. Los llamados Estratos de los Llanos en la Provincia de San Luis y su contenido de rodados de rocas andesíticas y restos de mamíferos fósiles. I Jornadas Geológicas Argentinas. Actas 2: 89-95, San Juan.

Hechenleitner, E. M. 2017. Dinosaurios saurópodos de la Formación Los Llanos (Cretácico, La Rioja, Argentina): ocurrencia, caracterización sistemática y tafonómica, bioestratigrafía, análisis paleoambientales y sus implicancias geológico-regionales. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 161 pp, La Plata, Buenos Aires.

Hechenleitner, E. M., Fiorelli, L. E., Larrovere, M. A., Grellet-Tinner, G. y Carignano, A. P. 2014. Comment on "Dynamic topography in South America" by Federico M. Dávila & Carolina Lithgow-Bertelloni. Journal of South American Earth Sciences 50: 93-94.

Hünicken, M. A. 2005. La Formación Sanagasta y el Parque Geológico (Cretácico Superior) con nidos y huevos de Dinosaurios, Valle de Sanagasta, Provincia de Las Rioja, Argentina. En: Aceñolaza, F., Aceñolaza, G., Hunicken, M. y Toselli, A. (Eds.), Serie de Correlación Geológica, Simposio Bodenbender 19:75-82. INSUGEO.

Ibañez, O. 2015. Volcanismo y mineralización carbonática asociada en el sector centro y este de la Faja Volcánica Terciaria (entre Cerro Pelado y Sierra El Morro), San Luis, Argentina. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, 304 pp, San Luis, Argentina.

Iglesia Llanos, M. P. 1995. Geología del área de Manantiales al este del cordón del Espinacito, Provincia de San Juan. Información Tecnológica, 50 (1-4), 195-211.

Japas, M. S., Ré, G. H., Oriolo, S. y Vilas, J. F. 2016. Basement-involved deformation overprinting thin-skinned deformation in the Pampean flat-slab segment of the southern Central Andes, Argentina. Geological Magazine 153 (5/6): 1042–1065, Cambridge University Press.

Johnson, P., Johnson, N. M., Jordan, T. E., y Naeser, C. W. 1984. Magnetic polarity stratigraphy and age of the Quebrada del Cura, Río Jachal, and Mogna Formations near Huaco, San Juan Province. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 81-96.

Johnson, N. M., Jordan, T. E., Johnson, P. y Naeser, C. W. 1986. Magnetic polarity stratigraphy, age and tectonic setting of fluvial sediments in an eastern andean foreland, San Juan province. Argentina. International Association of Sedimentologists "Foreland Basin", 8: 63 - 75.

Johnson, A. T., Jordan, T. E. Johnson N. M. y Naeser, C. 1987. Cronología y velocidad de sedimentación en una secuencia volcaniclástica, Rodeo, provincia de San Juan, Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 83-86. Tucumán.

Jordan, T. y Damanti, J. 1990. Estudios paleogeográficos de cuencas neogénicas, San Juan, Argentina. XI Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 247-250. San Juan.

Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Damanti, J. F. y Drake, R. E. 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: The Precordillera, 30º–31º, Andes mountains. Journal of Geology 101: 135–156.

Jordan, T. E., Kelley, S., Fernández, A., Fernádez Seveso, F., Re, G. y Milana, J.P. 1997. Vinculaciones entre las historias de las Cuencas de Iglesias y del Bermejo. II Jornadas de Geología de Precordillera, Actas1: 142-147.

Jordan, T. E., Rutty, P. M., McRae, L. E., Beer, J. A., Tabbutt, K. y Damanti, J. F. 1990. Magnetic polarity stratigraphy of the Miocene Rio Azul Section, Precordillera thrust belt, San Juan province, Argentina. Journal of Geology 98: 519-539.

Kelly, J. 1962. Geología de la Sierra de Móquina y perspectivas petrolíferas, Departamento de Jáchal, Provincia de San Juan. Y.P.F., Informes Inéditos Nos. 1157-1159.

Kraglievich, J.L. 1934. La antigüedad Plioceno de las faunas de Monte Hermoso y Chapadmalal, deducidas de su comparación con las que le precedieron y sucedieron. Montevideo. Imprenta El Siglo Ilustrado, 136 p.

Kraglievich, J.L. 1952. El perfil geológico de Chapadmala1 y Miramar. Resumen Preliminar. Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradición, Mar del Plata 1: 8-37.

Kraglievich, J. L. 1957. Revisión de los roedores extinguidos del género Eumysops Ameghino, 1888. (Nota preliminar). Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 1 (3): 38–41.

Kraglievich, J. L. y Olazábal, A. G. 1959. Los prociónidos extinguidos del género Chapalmalania Ameghino. Revista del Museo Argentino de Ciencia Naturales "Bernardino Rivadavia" 6: 1–59

Krapovickas, V. y Nasif, N. L. 2011. Large caviomorph rodent footprints of the Late Oligocene Vinchina Formation, Argentina. Palaeontologia Electronica Vol. 14, Issue 2; 12A:13p; palaeo-electronica.org/2011_2/256/index.html.

Krapovickas, V., Ciccioli, P.L., Mángano, M.G., Marsicano, C.A. y Limarino, C.O. 2009. Paleobiology and paleoecology of an arid–semiarid Miocene South American ichnofauna in anastomosed fluvial deposits. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 284: 129-152.

Llanos, M. 1995. Geología del área de Manantiales al este del cordón del Espinacito, provincia de San Jua. Información Tecnológica 50 (1-4): 195-211.

Limarino, C. O., Ciccioli, P. L. y Marenssi, S. A. 2010. Análisis del contacto entre las formaciones Vinchina y Toro Negro (Sierra de los Colorados, provincia de La Rioja, Argentina), sus implicancias tectónicas. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 17: 113-132.

Limarino, C. O., Ciccioli, P. L., Krapovickas, V. y Benedito, L. D. 2016. Estratigrafía de las sucesiones mesozoicas, paleógenas y neógenas de las quebradas Santo Domingo y El Peñón (Precordillera septentrional riojana). Revista de la Asociación Geológica Argentina 73 (3): 301-318.

Limarino, C., Tripaldi, A., Marenssi, S., Net, L., Re, G., y Caselli, A. 2001. Tectonic control on the evolution of the fluvial systems of the Vinchina Formation (Miocene), northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 14 (7): 751-762.

Limarino C.O., Gutiérrez. P. R., Malizia, D., Barreda, V., Page, S., Ostera, H. y Linares, E. 1999. Edad de las secuencias paleógenas y neógenas de las cordilleras de la Brea y Zancarrón, Valle del Cura, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54 (2): 177-181.

Lippmann, M. J. 1966. Geología del extremo sur de la Sierra de San Luis. Tesis de Licenciatura Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 75 pp. Buenos Aires.

Litvak V.D. y Page, S., 2002. Nueva evidencia cronológica en el Valle del Cura, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 57 (4): 483-486.

Litvak, V. D., y Poma, S. 2005. Estratigrafía y facies volcánicas y volcaniclásticas de la Formación Valle del Cura: magmatismo paleógeno en la Cordillera Frontal de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60 (2): 402-416.

Litvak, V.D., Poma, S. y Limarino, C.O. 2004. Volcanismo piroclástico de edad miocena media en el Valle del Cura, provincia de San Juan: nuevos datos geológicos y geocronológicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59 (3): 514-517.

López, G. M., Vucetich, M. G., Carlini, A. A., Bond, M., Pérez, M. E., Ciancio, M. R., Pérez, D. J., Arnal, M. y Olivares, A. I. 2011. New Miocene mammal assemblages from Neogene Manantiales Basin, Cordillera Frontal, San Juan, Argentina. En: Salfity, J.A. y Marquillas (Eds.), Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina: 211-226. SCS, Salta, Argentina.

Malizia, D. C., Reynolds, J. H. y Tabbutt, K. D. 1995. Chronology of Neogene sedimentation, stratigraphy, and tectonism in the Campo de Talampaya region, La Rioja Province, Argentina. Sedimentary Geology 96: 231-255.

Malizia, D., Limarino, C.O., Sosa-Gomez, J., Kokot, R., Nullo, F., y Gutierrez, P. 1997. Descripción Hoja Geológica Portezuelo de Conconta, escala 1: 100.000. Secretaría de Minería de la Nación (inédito), 284 p., Buenos Aires.

Marshall, L. G. 1985. Geochronology and Land-Mammal biochronology of the transamerican faunal interchange. En: Stehli E G. y Webb S. D. (Eds.), The Great American Biotic Interchange: 49-85. Plenurn Press, New York.

Marshall, L. G., Drake R. E. y Curtis G.H. 1986. 40K-40Ar calibration of Late Miocene–Pliocene mammal-bearing Huayquerías and Tunuyán Formations, Mendoza province, Argentina. Journal of Paleontology 60: 448-457.

Marshall, L. G., Butler, R. F., Drake, R. E., Curtis, G. H. y Tedford, R. H. 1979. Calibration of the Great American Interchange. Science 204: 272–279

Martínez, L.C.A. y Rodriguez Brizuela, R. 2011. Gleditsioxylon riojana nov. sp. en el Neógeno de Argentina. Sus relaciones paleoambientales y biogeográficas. Geobios 44: 461-472.

Melchor, R. N., Genise, J. F., Farina, J. L., Sánchez, M. V., Sarzetti, L. y Visconti, G. 2010. Large striated burrows from fluvial deposits of the Neogene Vinchina Formation, La Rioja, Argentina: A crab origin suggested by neoichnology and sedimentology. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 291: 400–418.

Méndez, V., Zanettini J. C. M. y Zappettini, E. 1995. Geología y metalogénesis del orógeno andino central. Secretaría de Minería de la Nación, Anales 23, 190 pp Buenos Aires.

Milana, J. P., 1994. Secuencias aluviales asociadas a variaciones hidrológicas: consideraciones teóricas y ejemplos. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 1:103-124.

Milana, J. P., 1997. El significado tectosedimentario de las formaciones Mogna y El Corral. II Jornadas de Geología de Precordillera, Actas: 148-153. San Juan.

Milana, J. P., Bercowsky, F. y Jordan, T. 2003. Paleoambientes y magnetoestratigrafia del Neógeno de la sierra de Mogna, y su relación con la cuenca de antepaís andina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (3): 447-473.

Milana, J. P., Cevallos, M., Zavattieri, A. M., Pramparo, M. y Papu, H. O., 1993. La secuencia Terciaria de Pachaco: Sedimentología, Edad, Correlaciones y significado paleogeográfico. XIII Congreso Geológico Argentino, Actas: 1: 226-234. Mendoza.

Miño-Boilini A. R., Tomassini R. L. y Contreras V. H. 2014. First record of Scelidotheriinae Ameghino (Xenarthra, Mylodontidae) from the Chasicoan Stage/Age (late Miocene) of Argentina. Estudios Geológicos 70: e007.

Mirré, J. 1966. Geología del Valle del Río de Los Patos (entre Barreal y Las Hornillas). Revista de la Asociación Geológica Argentina 21 (4): 211-232.

Mulé, P., Powell, J.E. y Bossi, G. 1997. Notoungulados de la Formación Salicas (Mioceno), La Rioja, Argentina. Aspectos sedimentológicos y cronológicos. XIII Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Actas: 13. La Rioja.

Narciso, V., Santamaría, G. y Zanettini, J. C. M. 2004. Hoja Geológica 3769-I, Barrancas. Provincias de Mendoza y Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 253, 60 pp. Buenos Aires.

Olivares, A. I., 2009. Anatomía, sistemática y evolución de los roedores caviomorfos sudamericanos del género Eumysops (Rodentia, Echimyidae). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 246 pp., La Plata, Buenos Aires.

Olivares, A. I., Verzi, D. H. y Vucetich, M. G.2012. Definición del género *Eumysops* Ameghino, 1888 (Rodentia, Echimyidae) y sistemática de las especies del Plioceno temprano de la Argentina central. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 49 (2): 198-216.

Olivares, A. I., Verzi, D. H., Contreras, V. H. y Pessôa, L. M. 2017. A new Echimyidae (Rodentia, Hystricomorpha) from the late Miocene of southern South America. Journal of Vertebrate Paleontology, 37 (1): e1239204. doi: 10.1080/02724634.2017.1239204

Ortiz Jaureguizar, E, Prado, J.L. y Alberdi, M.T. 1995. Análisis de las comunidades de mamíferos continentales del Plio-Pleistoceno de la región pampeana y su comparación con la del área de mediterráneo occidental. En: Alberdi, M.T., Leone, G. y Tonni, E.P. (Eds.), Evolución Biológica y Climática de la Región Pampeana durante los Últimos Cinco Millones de Años. Un Ensayo de Correlación con el Mediterráneo Occidental: 385-406. Monografías del Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid.

Parker, G., 1974. Posición estratigráfica del "Famatinense" y sus correlaciones. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 29 (2): 231-247.

Pascual, R. 1954. Adiciones a la fauna de la Formación de Los Llanos de San Luis y su edad. Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar del Plata 1 (2): 113-121.

Pascual, R. y Bondesio, P. 1981. Sedimentitas cenozoicas. En: Yrigoyen, M. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis: 117-154. VIII Congreso Geológico Argentino. Buenos Aires.

Pascual, R. y de la Fuente, M. S. 1993. Vertebrados fósiles cenozoicos. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos.

En: Ramos, V. A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza: 357-363. Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino de Petróleo. Buenos Aires.

Pascual, R. y Odreman Rivas, O. 1973. Las unidades estratigráficas del Terciario portadores de mamíferos. Su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diastróficos. V Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 293-338, Bahía Blanca.

Peralta , S., Muñoz, M. y Contreras, V., 1995. El Neógeno fosilífero de Puchuzum, valle de Calingasta, provincia de San Juan Argentina. Ciencias, San Juan, 4 (6): 57-62.

Pérez, D.J., 1996. Estudio geológico del Cordón del Espinacito y regiones adyacentes, provincia de San Juan. Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral (inédita, Buenos Aires, pp.262.

Pérez, D. J., 2001. Tectonic and unroofing history of Neogene Manantiales foreland basin deposits, Cordillera Frontal (32 302 S), San Juan Province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 14 (7): 693-705.

Polanski J. 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 17:127-349.

Prado J., Chiesa, J., Tognelli, G., Cerdeño E. y Strasser, E. 1998. Los mamíferos de la Formación Río Quinto (Plioceno), Prov. de San Luis, Argentina. Aspectos Bioestratigráficos, Zoogeográficos y Paleoambientales. Revista Estudios Geológicos 54: 153-160.

Prevosti, F. y Soibelzon, L.H. 2012. Evolution of the South American carnivores (Mammalia, Carnivora): a paleontological perspective. En: B.D. Patterson y L.P. Costa (Eds.) Bones, clones, and biomes: an aO-million year history of modern Neotropical mammals: 102-122. University of Chicago Press.

Prevosti, F. J., Forasiepi, A. y Zimicz, N. 2013. The Evolution of the Cenozoic Terrestrial Mammalian Predator Guild in South America: Competition or Replacement?. Journal of Mammalian Evolution 20: 3–21.

Pujana, R.R. 2010. Una nueva Mimosoideae (Leguminosae) de la Formación Salicas (Mioceno), provincia de La Rioja, Argentina. X Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y VII Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 1: 203. La Plata.

Pujana, R. R., Martínez, L. C. A. y Brea, M. 2011. El registro de maderas fósiles de Leguminosae de Sudamérica. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales 13 (2): 183-194.

Pujana, R. R., Martínez, L. C. A, García Massini, J. L., Di Iorio, O. y Pena Steinhardt, A. 2014. Legume (Mimosoideae) fossil woods from the Late Miocene (Salicas Formation) of northwestern Argentina. Revista Brasileira de Paleontologia 17 (3): 317-326.

Ramos, V. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (3): 41-96. Buenos Aires.

Ramos, V., y Vujovich, G., 2000. Hoja Geológica San Juan, escala 1: 250.000. Servicio Geologico Minero Argentino, Boletín, Buenos Aires, 245, 82.

Re, G., 1994. Magnetoestratigrafía de la secuencia neogénica aflorante en arroyo Chaleta. Angualasto San Juan. Implicancias tectosedimentarias. V Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 205 - 209.

Re, G. y Barredo, S. 1993. Esquema de correlación magnetoestratigráfica de formaciones terciarias aflorantes en las provincias de San Juan, La Rioja y Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina 48 (3-4): 241-246.

Re, G. y Barredo, S., 1993. Estudio magnetoestratigráfico y tasa de sedimentación del grupo Iglesia, en sus afloramientos aledaños a la localidad de Angualasto (provincia de San Juan). XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 148 - 155. Mendoza.

Re, G., Jordan, T. y Kelley, S., 2003. Cronología y paleogeografía del Terciario de la Cuenca Intermontana de Iglesia septentrional, Andes de San Juan, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58: 31-48.

Reguero, M. A., y Candela, A. M. 2011. Late Cenozoic mammals from the Northwest of Argentina. En: Salfity J. A. y Marquillas R.A. (Eds.), Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina: 411-426. SCS Publisher, Salta.

Reynolds, J. 1988. Neogene tectonics in the Central Andes (27°-33°S) of Western Argentina, based on the magnetic polarity stratigraphy of foreland basin sediments. Thesis Ph. Doc. Dartmouth College. Inédito.

Riggs, E. S. y Patterson, B. 1939. Stratigraphy of Late Miocene and Pliocene deposits of the Province of Catamarca (Argentina) with notes on the fauna. Physis 14: 143-162.

Rivarola, D. y E. Di Paola, 1993. Síntesis de la Evolución de los Depósitos Cenozoicos en el Sur de la Sierra de San Luis. Localidades del Potrero de Los Funes y Sector centro-norte de Las Chacras. Argentina. XII Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 204-211.

Rodríguez, D. J., 2004. Estudio sedimentológico y estratigráfico del Neógeno superior de Loma de Las Tapias, con el fin de interpretar la evolución del antiguo río San Juan. Universidad Nacional de SanJuan.

Rodríguez Brizuela, R. 2004. Registro de Vulturidae (Aves, Ciconiiformes) en el Neógeno de la provincia de La Rioja, Argentina. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales 6 (2): 307-311.

Rodríguez Brizuela, R. y Tauber, A. 2006. Estratigrafía y mamíferos fósiles de la Formación Toro Negro (Plioceno), Departamento Vinchina, noroeste de la provincia de La Rioja, Argentina. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 43 (2): 257-272.

Rodríguez Fernández, L., Heredia, N., Marin, G., Quesada, C., Ragona, D. y Cardó, R. 1996. Tectonoestratigrafía y estructura de los Andes Argentinos entre los 30° y 31° de latitud Sur. XIII Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 111-124.

Rovereto, C. 1914. Los estratos araucanos y sus fósiles. Anales del Museo Nacional Historia Natural de Buenos Aires 25: 1-247.

Rusconi, C. 1936. Restos de mamíferos terciarios de San Luis. Boletín Paleontológico de Buenos Aires 6: 1-4.

Rusconi, C. 1939. Lista de los mamíferos miocénicos de las Huayquerías de Mendoza. Physis 14: 461-471.

Rusconi, C., 1946. Presencia de mamíferos terciarios en San Juan. Imprenta de la Universidad Nacional del Litoral, Sante Fé.

Ruskin, B.G. y Jordan, T.E. 2007. Climate change continental sequence boundaries: paleopedology and litofacies of Iglesia Basin, northwestern argentina. Journal of Sedimentary Research 77: 661-679.

Santa Cruz, J. N. 1979. Geología de las unidades sedimentarias aflorantes en el área de las cuencas de los ríos Quinto y Conlara. Prov. de San Luis. Rep. Argentina. VII Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 335-349, Neuquén.

Schiller, W. 2012. La alta cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería 7: 1-68.

Schultz, P.H., Zarate, M., Hames, W., Camilión, C. y King, J. 1998. A 3.3Ma impact in Argentina and possible consequences. Science 282: 2061-2063.

Sepúlveda, E., Bermúdez, A., Bordonaro, O. y Delpino, D. 2007. Hoja Geológica 3569-IV, Embalse El Nihuil, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 268: 1-52.

Sepúlveda, E., Carpio, F. W., Regairaz, M. C., Zanettini, J. C. M. y Zárate, M. A. 2000. Hoja Geológica 3569-II, San Rafael, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín. 321.

Serafini, R. L., Bustos, N. E., y Contreras, V. H., 1986. Geología de la Formación Loma de Las Tapias, Quebrada de Ullum, provincia de San Juan. I Jornadas sobre Geología de Precordillera, Actas 2, 77-82.

Silvestro, J. y Atencio, M. 2009. La cuenca cenozoica del Río Grande y Paluco: Edad, evolución y control estructural, faja plegada de Malargüe (36ºS). Revista de la Asociación Geológica Argentina 65 (1): 154-169.

Soria, M. 1983. Vertebrados fósiles y edad de la Formación Aisol, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 38 (3-4): 299-306.

Sosic, M. V. J. 1973. Descripción de la Hoja Geológica 14e, Salar de Pipanaco. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 137: 1-47.

Sozzi, H., Ojeda, G. y Di Paola, E. 1995. Estratigrafía y sedimentología de abanicos aluviales cenozoicos en el área de Nogolí, San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50 (1-4): 165-174.

Sruoga, P., Japas, M., Oriolo, S. y Feineman, M. 2012. The Diamante Caldera-Maipo Volcano complex: a potencial hazard in the Central Andes of Argentina (34°10´S). IAVCEI Meeting. Bolsena. Italia.

Suvires, G. y Contreras, V. 2011. Late Cenozoic geology and geomorphology of the Loma de las Tapias área, San Juan, West Central Argentina. En: Salfity, J.A. y Marquillas (Eds.), Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina: 427-436. SCS, Salta, Argentina.

Tabbutt, K. D., Naeser, C. W., Jordan, T. E. y Cerveny, P. F. 1989. New fission-track ages of Mio- Pliocene tuffs in the Sierras Pampeanas and Precordillera of Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 44 (1-4): 408-419.

Tapia, A. y Rigal, R. 1933. Geología del Paso de las Carretas y sus alrededores, Relacionada con la construcción de un dique de embalse. Dirección de Minas y Geología, Buenos Aires, Boletín Nº 37, 56 pp.

Tauber, A. A. 2005. Mamíferos fósiles y edad de la Formación Salicas (Mioceno tardío) de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 42: 443–460.

Tauber, A. A., 2007. Primer yacimiento de huevos de dinosaurios (Cretácico Superior) de la provincia de La Rioja, Argentina. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 44: 11-28.

Tauber, A. A. y Mazzoni, A. F. 2003. Trazas de insectos xilófagos de la Formación Salicas (Mioceno tardío) de la provincia de Catamarca, Argentina. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 40: 94.

Tauber, A, Rodríguez, P. y Krapovickas, J. 2007. Icnitas de aves la Formación Salicas (Neógeno) de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. Reunión Anual de Comunicaciones, Corrientes. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 4 (4): 84.

Tedesco, A. M., Limarino, C. O., Tripaldi, A., 2004. La Formación El Corral (Plioceno) en el río Yanso (provincia de La Rioja), un ejemplo de sedimentación sintectónica. X Reunión Argentina de Sedimentología, Actas I: 165. San Luis.

Tedesco, A. M., Limarino, C. O., Tripaldi, A. y Suriano, J. 2013. Dinámica de la acumulación sedimentaria de los depósitos de cima de cuña (wedge top deposits) de la Formación El Corral, provincia de La Rioja, Argentina. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 30 (3): 552-568.

Tomassini, R. L., Montalvo, C. I., Deschamps,C. M. y Manera, T. 2013. Biostratigraphy and biochronology of the Monte Hermoso Formation (Early Pliocene) at its type locality, Buenos Aires Province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 48: 31-42.

Tonni, E.P., Alberdi, M.T., Prado, J.L., Bargo, M.S. y Cione, A.L. 1992. Changes of mammal assemblages in the Pampean Region (Argentina) and their relation with the Plio-Pleistocene boundary. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology 95: 179–194.

Trümpy, E y Lehz, R. 1937. División estratigráfica de los terrenos aflorantes en la región comprendida entre Luján de Cuyo, Potrerillos y Tupungato. Boletín de Informaciones Petroleras 14: 39-56.

Turazzini, G. F. 2013. Estratigrafía, paleontología y ambientes depositacionales de la sección media de la Formación Aisol (Neógeno), Bloque de San Rafael, provincia de Mendoza. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 111pp. Buenos Aires.

Turazzini, G. F. y Miquel, S. 2014. A terrestrial gastropod community from the Early Pliocene (Neogene) of Mendoza, Argentina, with description of a new species of Radiodiscus Pilsbry and Ferriss, 1906 (Mollusca: Pulmonata: Charopidae). Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 51: 396-404.

Turner, J. 1962. Estratigrafía del tramo medio de la sierra de Velasco y región al oeste (La Rioja). Boletín de la Academia Nacional de Ciencias 43: 5-54. Córdoba.

Turner, J. 1964. Descripción Geológica de la Hoja 15c Vinchina, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 100: 1-81.

Turner, J. 1971. Descripción Geológica de la Hoja 15d, Famatina, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 126.

Ubilla, M. y Rinderknecht, A. 2003. A late Miocene Dolichotinae (Mammalia, Rodentia, Caviidae) from Uruguay, with comments about the relationships of some related fossil species. Mastozoología Neotropical 10: 293-302

Verzi, D.H. y Quintana, C.A. 2005. The caviomorph rodents from the San Andrés Formation, east-central Argentina, and global Late Pliocene climatic change. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 219: 303-320.

Verzi, D.H., Montalvo, C.I. y Vucetich, M.G. 1999. Afinidades y significado evolutivo de Neophanomys biplicatus (Rodentia, Octodontidae) del Mioceno tardío–Plioceno temprano de Argentina. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 36 (1): 83-90.

Verzi, D.H., Olivares, A.I. y Morgan C.C. 2017. Systematics and evolutionary significance of the small Abrocomidae from the early Miocene of southern South America. Historical Biology 29: 411-422.

Vizcaíno, S.F., Fariña, R.A., Zárate, M.A., Bargo, M.S. y Schultz, P. 2004. Palaeoecological implications of the mid-Pliocene faunal turnover in the Pampean Region (Argentina). Palaeogeography, Palaeoclimatolog and Palaeoecology 213: 101-113.

Vucetich, M. G., Deschamps, C. M., Morgan C. C. y Forasiepi A. M. 2011. A new species of Cardiomynae (Rodentia, Hydrochoeridae) from western Argentina. Its age and considerations on ontogeny and diversity of the subfamily. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 48 (4): 556-567.

Wetten, C. 1975. Estudio geologic-económico de un yacimiento de diatomitas y análisis de mercado. II Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, Actas 5: 513-529. Buenos Aires.

Woodburne, M. 2010. The Great American Biotic Interchange: dispersals, tectonics, climate, sea level and holding pens. Journal of Mammalian Evolution 17: 245-264.

Yamín, M.G., 2007. Neotectónica del bloque Barreal, margen noroccidental de la Precordillera Sur. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 281 pp, Buenos Aires.

Yrigoyen, M. R. 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. Geología y recursos naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Explotación de Hidrocarburos. En: Ramos, V. A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza: 123-148. Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino de Petróleo. Buenos Aires.

Yrigoyen, M. R. 1994. Revisión estratigráfica del Neógeno de las Huayquerías de Mendoza septentrional, Argentina. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 31 (2): 125-138.

Yrigoyen, M. V., Brown, R.L. y Ramos, V. A. 1995. Magnetic polarity stratigraphy and sequence thrusting: 33°S latitude, Mendoza province, Central Andes of

Argentina. COMTEC-ICL Andean Thrust Tectonics Symposium, San Juan. Abstracts 16–17.

Zambrano, J. y Damiani, O., 1992. Investigaciones Hidrogeológicas en el Área Cuesta del Viento. Informe Centro Regional de Aguas Subterráneas. 179, 49 p. (inédito).

Zambrano, J. J., y Suvires, G., 2005. Aporte a la Geología del Alto de Mogna, al norte de la depresión del Tulum, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina: 60 (2): 425-427.

Zuzek, A. B. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 18 f. Chamical, provincia de La Rioja. Boletín del Servicio Geológico Nacional, pp.161.

Marco estratigráfico, paleontología de vertebrados y paleoambientes del Plioceno de Catamarca, Tucumán y Santiago del Estero, Argentina

Graciela ESTEBAN[1], Sergio GEORGIEFF[2,3], Norma NASIF[1], Lucía IBÁÑEZ[2,4], Ricardo BONINI[5]

[1] Instituto Superior de Correlación Geológica, INSUGEO- CONICET, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina. gracielaiesteban@gmail.com, norma_nasif@yahoo.com.ar
[2] Instituto de Estratigrafía y Geología Sedimentaria Global, IESGLO, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina.
sergio_georgieff@csnat.unt.edu.ar, lmibanez@lillo.org.ar
[3] CONICET. Concejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
[4] Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 251, (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina.
[5] INCUAPA-CONICET, Universidad Nacional del Centro de la provincia de Buenos Aires, Av. del Valle 5737, B7400JWI Olavarría, Argentina. rbonini@fcnym.unlp.edu.ar

RESUMEN

Palabras clave:
Vertebrados fósiles
Zancleano
Piacenziano
Noroeste de Argentina

Los afloramientos de sedimentitas asignadas al Plioceno están ampliamente distribuidos en todas las provincias del Noroeste de Argentina, alcanzando en alguna de ellas importantes espesores. Aunque tienen amplia distribución areal, los afloramientos se encuentran desconectados físicamente, dando lugar a cuencas de carácter intra o intermontanas. En esta contribución analizamos aquellas áreas o localidades que presentan registros de vertebrados fósiles con buena procedencia estratigráfica y áreas que por la extensión de los afloramientos son potenciales zonas portadoras de fósiles. Las edades que se conocen hasta el momento (dataciones absolutas y edades estimadas) permiten referir las asociaciones faunísticas registradas en las localidades de Puerta de Corral Quemado (inferior) y San Fernando al Plioceno temprano (Zancleano) y sólo una en Puerta de Corral Quemado (superior) al Plioceno tardío (Piacenziano), todas en la provincia de Catamarca. La fauna reconocida para la localidad de Encalilla en la provincia de Tucumán, se refiere al Plioceno temprano (Zancleano) y por el momento, la asociación recuperada en Las Termas de Río Hondo (Santiago del Estero) solo puede ser referida al Plioceno.

ABSTRACT

Keywords:
Fossil vertebrates
Zanclean
Piacenzian
Northwest of Argentina

"Stratigraphic framework, paleontology of vertebrates and paleoenvironments of the Pliocene of Catamarca, Tucumán and Santiago del Estero, Argentina". The sedimentary outcrops assigned to the Pliocene are widely distributed in all the provinces of Northwest Argentina, most of them with important thicknesses. Although they have a wide distribution, outcrops are physically disconnected both in the intramontane and intermontane basins. In this contribution we analyze those areas or localities that present records of fossil vertebrates with good stratigraphic origin and areas that by the extension of the outcrops are potential areas bearing fossils. The ages known to date (absolute dates and estimated ages) allow us to refer to the faunal associations registered in the localities of Puerta de Corral Quemado (lower) and San Fernando to the early Pliocene (Zancleano) and only one in Puerta de Corral Quemado (upper) to late Pliocene (Piacenziano), all in the province of Catamarca. The fauna recognized for Encalilla in the province of Tucumán, refers to the early Pliocene (Zancleano) and for the moment, the association recovered in Las Termas de Río Hondo (Santiago del Estero) can only be referred to the Pliocene.

INTRODUCCIÓN

Los afloramientos de sedimentitas asignadas al Plioceno están ampliamente distribuidos en todas las provincias del Noroeste de Argentina, alcanzando en alguna de ellas importantes espesores. Los depósitos de las provincias de Catamarca, Tucumán y Santiago del Estero están distribuidos en dos provincias geológicas. Los más extensos se encuentran en Sierras Pampeanas Noroccidentales que incluyen a las provincias de Catamarca y Tucumán y hacia el este la Llanura Chaco Bonaerense (Ramos, 1999). En las localidades ubicadas en el área de Sierras Pampeanas Noroccidentales, los depocentros son mayormente valles intermontanos y los faldeos de las sierras, con discontinuidades físicas significativas por lo que la vinculación cronoestratigráfica es compleja (Georgieff *et. al.*, 2014). Los afloramientos estudiados en Santiago del Estero se extienden en la llanura hacia el sudeste de la provincia de Tucumán (figura 1).

Las condiciones de depositación del Plioceno se correlacionan temporalmente con los pulsos de levantamiento más importantes de la región (Bossi *et al.*, 1993, 1999, 2001; Georgieff, 1998; Muruaga, 1998; Del Pero, 2010; Iaffa *et al.*, 2013) lo que explica que, aunque tienen amplia distribución areal, los afloramientos se encuentran desconectados físicamente, dando lugar a cuencas de carácter intra o intermontanas. Por su parte, la sedimentología muestra cambios de estilo y dirección en la red de drenaje regional, inducidas por los cambios tectónicos tanto en los bordes como en el centro de la cuenca (Del Pero, 2010; Georgieff *et al.*, 2012). A su vez, la estratigrafía muestra que hay una depositación similar con arreglos grano y estrato-

crecientes (Muruaga, 1998; Georgieff e Ibañez, 1999; Bossi *et al*., 1999; Georgieff *et al*., 2008; Del Pero y Georgieff, 2011). La suma de estos elementos estratigráficos y sedimentológicos ha conducido a propuestas de correlación litoestratigráficas regionales (Cuenca de Santa María – Hualfín, Bossi *et al*. 1993, 1999; Bossi y Muruaga, 2009). Estas propuestas, fueron recientemente contrastadas con dataciones absolutas (Georgieff *et al*., 2014; Spagnuolo *et al*., 2015; Bonini *et al*., 2017) en las que la cronoestratigrafía de detalle del relleno de diferentes cuencas indica evoluciones independientes para cada caso.

Entre las áreas presentadas en este trabajo, el Valle de Santa María se conoce desde fines del siglo XIX por su riqueza paleontológica. Los primeros fósiles de mamíferos son recuperados en el año 1877 y son descriptos por Florentino Ameghino (1891a). Son numerosos los trabajos que han dado a conocer la diversa fauna del Neógeno tardío de esta región, ya desde fines del siglo XIX y principios del XX (Moreno, 1882; Moreno y Mercerat, 1891; Ameghino, 1889, 1891a, 1891b; Lydekker, 1894; Mercerat, 1895; Rovereto, 1914; C. Ameghino, 1919). El listado faunístico no solo incluye todos los grupos de mamíferos que habitaron en América del Sur durante este período, sino también anfibios anuros, reptiles quelonios y aves.

El valle de Hualfín-Belén fue prospectado por primera vez con fines paleontológicos en 1926, por una expedición del Field Museum of Natural History de Chicago (Estados Unidos de América), bajo la dirección del Dr. Elmer Riggs. En las localidades Puerta de Corral Quemado y Corral Quemado hay, también, un importante registro que incluye diversos grupos de vertebrados, principalmente mamíferos. Lamentablemente la cuantiosa colección realizada en estas localidades está depositada en el Museo de la ciudad de Chicago antes mencionado y en el país sólo se cuenta con calcos de algunos ejemplares depositados en el Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia" (Buenos Aires) y en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (La Plata, Buenos Aires).

El área de San Fernando fue prospectada con fines paleontológicos en las campañas realizadas en1927, 1929 y 1930 por el Dr. Ángel Cabrera del Museo de La Plata, quien estudió parcialmente esta fauna, en particular los gliptodóntidos (Cabrera, 1937a, 1937b, 1944). En estos últimos años, se reinició el estudio de la región y de los restantes ejemplares colectados por Cabrera (Bonini *et al*., 2012; Bonini, 2014).

La zona que se conoce más recientemente, desde el punto de vista paleontológico, es la que se encuentra a lo largo de los márgenes del río Dulce, en Santiago del Estero. Los primeros fósiles son dados a conocer por Collantes (1983) y la primera asociación de mamíferos fue reportada por Esteban *et al*. (1989).

En esta contribución analizamos aquellas áreas o localidades que presentan registros de vertebrados fósiles con buena procedencia estratigráfica y áreas que por la extensión de los afloramientos son potenciales zonas portadoras de fósiles. Las edades que se conocen hasta el momento (dataciones absolutas y edades estimadas) permiten referir la mayoría de estas asociaciones faunísticas al Plioceno temprano (Zancleano) y sólo una en Puerta de Corral Quemado al Plioceno tardío (Piacenziano).

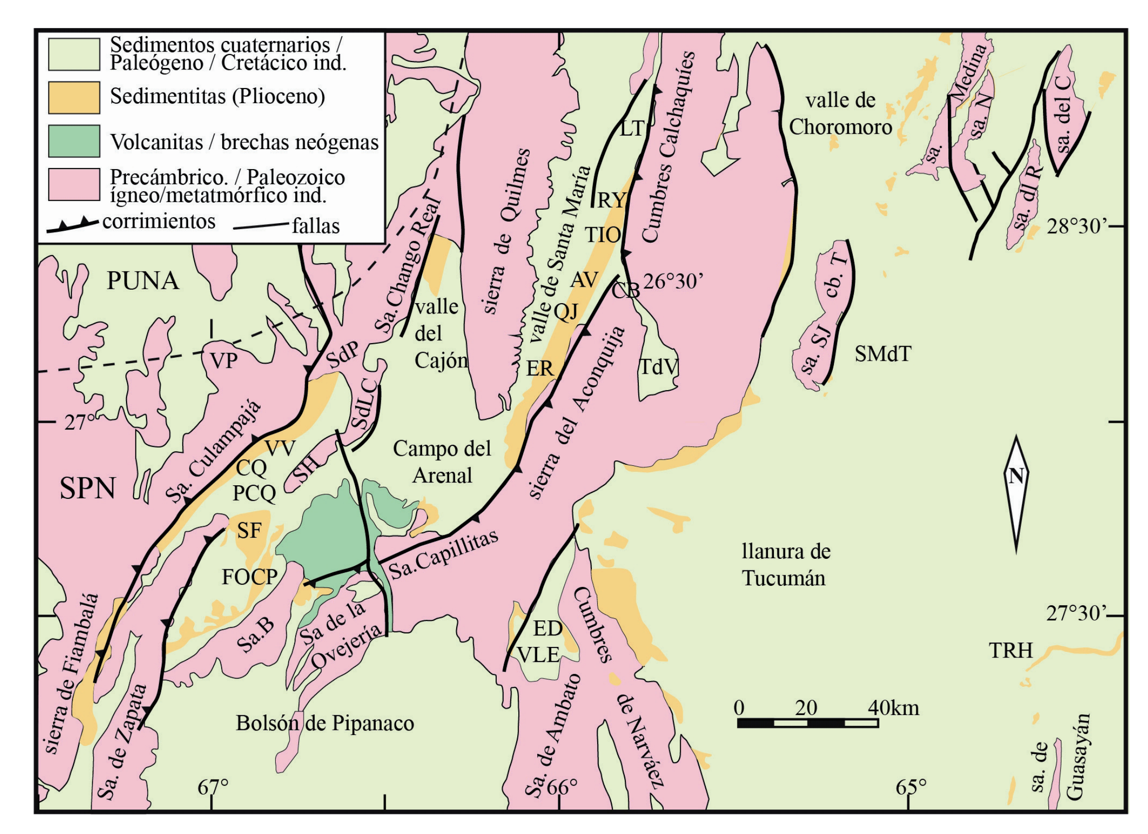


Figura 1. Mapa geológico del área de estudio. Ubicación de las principales sierras y localidades mencionadas en el texto: AV, Amaicha del Valle; CB, Castillo de Las Brujas; cb.T, cumbres de Tafí; CQ, Corral Quemado; ED, El Durazno; ER, Entre Ríos; FOCP, Faldeo Occidental del cerro Pampa; LT, Las Totoritas; PCQ, Puerta de Corral Quemado; QJ, quebrada de Jujuil; RY, río Yasyamayo; Sa.B, sierra de Belén; sa. SJ, sierra de San Javier; sa. dLR, sierra de La Ramada; sa. del C, sierra del Campo; sa. N, sierra de Narváez; s d LC, sierra de Las Cuevas; s d P, sierra de Papachacra; SF, San Fernando Norte; SH, sierra de Hualfín; SMdT, San Miguel de Tucumán; SPN, Sierras Pampeanas Noroccidentales; TdV, Tafí del Valle; TIO, Tiopunco; TRH, Termas de Río Hondo; VLE, valle de Las Estancias; VP, Vicuña Pampa; VV: Villavil.

VALLE HUALFÍN-BELÉN, CATAMARCA

Área Puerta de Corral Quemado

Se ubica en la región centro norte de la provincia de Catamarca, unos 64 km al oeste de la ciudad de Belén. En esta zona afloran extensos y potentes cuerpos de sedimentitas del Neógeno tardío que han brindado un importante registro de vertebrados fósiles. Los primeros hallazgos son los realizados entre 1926 y 1927 durante la campaña paleontológica llevada a cabo por el Field Museum of Natural History de Chicago (EEUU), a cargo de Elmer Riggs (Riggs y Patterson, 1939; Marshall y Patterson, 1981). Con posterioridad se han desarrollado trabajos de campo que han aportado nuevos ejemplares para la región y en todos los casos se considera el material colectado que cuenta con buena procedencia estratigráfica (Marshall *et al.*, 1979; Bonini, 2014; Esteban *et al.*, 2014). El conjunto faunístico asignado al Plioceno procede de la sección superior de la Formación Andalhuala y la sección

inferior de la Formación Corral Quemado. Este conjunto faunístico se distribuye en el Zancleano y en la base del Piacenziano.

La Formación Andalhuala es una de las unidades litológicas mejor expuesta y en la región alcanza un espesor de 730 m. Es una sucesión predominantemente arenosa de color castaño claro a grisáceo, con estratos tabulares continuos lateralmente. En la sección superior hay facies texturalmente más gruesas y hacia el límite con la Formación Corral Quemado hay un predominio de facies conglomerádicas. El contacto es neto y de extensión regional. La Formación Corral Quemado posee un espesor total de casi 855 m. La sección inferior es una sucesión de conglomerados medios a finos en estratos gruesos, lenticulares, lateralmente continuos con lentes delgados de areniscas medias (Muruaga, 1998).

Los hallazgos dados a conocer por Riggs y Patterson (1939) se ubican en el perfil realizado por Stahlecker, pero sólo en relación a las unidades litoestratigráficas mayores (horizontes) determinadas por este autor: "Corral Quemado", "Araucanense", "Chiquimil A", "Chiquimil B" y "Calchaquí". Con bastante posterioridad Marshall y Patterson (1981) publican el primer perfil estratigráfico para el área de Puerta de Corral Quemado y ubican los ejemplares en los diferentes niveles estratigráficos descriptos en 1929 por Rudolf Stahlecker (durante la Second Captain Marshall Field Paleontological Expedition). Luego se realizan importantes modificaciones con respecto al perfil de Stahlecker para Puerta de Corral Quemado, particularmente en lo referido al límite entre las formaciones Andalhuala y Corral Quemado. Bossi *et al*. (1987) proponen el límite inferior de la Formación Corral Quemado en el techo del nivel 31, algo más de 600 m por arriba del límite señalado por Stahlecker (nivel 18), Muruaga (1998) considera que la base de esta unidad litológica se encuentra en el nivel 29 y Esteban *et al* (2014) reafirman esta interpretación ubicando la base de la Formación Corral Quemado específicamente en la toba del nivel 29.

En esta localidad hay numerosas dataciones radimétricas publicadas en Marshall *et al*. (1979), Butler *et al*. (1984), Latorre *et al*. (1997) y Sasso (1997). Actualmente se utilizan con mayor frecuencia las establecidas por estos dos últimos autores. En el nivel 23 de Stahlecker hay dos dataciones, una de 5,30 $\pm$ 0,2 mediante $^{40}K/^{40}Ar$ (Butler *et al*., 1984) y otra de 5,64 $\pm$ 0,16 Ma mediante $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Latorre *et al*., 1997). Sobre la base de esta última datación podemos establecer el límite entre Messiniano (Mioceno) y Zancleano (Plioceno) en un nivel algo más moderno. En el nivel 29 hay tres dataciones, 3,54 $\pm$ 0,03 y 3,53 $\pm$ 0,04 mediante $^{40}K/^{40}Ar$ (Marshall *et al*., 1979; Butler *et al*., 1984 respectivamente) y 3,66 $\pm$ 0,05 Ma mediante $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Latorre *et al*., 1997), esta última permiten establecer el límite entre Zancleano (Plioceno inferior) y Piacenziano (Plioceno superior) en un nivel algo más reciente.

Los ejemplares fósiles dados a conocer por Marshall y Patterson (1981) no están distribuidos de manera homogénea en toda la columna. En el nivel 24 de la Formación Andalhuala, correspondientes al Zancleano más bajo se reconoce en forma exclusiva el dasipódido *Chorobates scalabrinii* (= *Macrochorobates scalabrinii*) y la última aparición del gliptodonte *Hoplophractus proximus* (=*Eosclerocalyptus proximus*). Los niveles 25 y 26 no tienen fósiles relevados. En el techo de la Formación Andalhuala, depositada durante el Zancleano tardío, en el niveles 27 y 28, se registra en forma exclusiva el gliptodonte *Phlyctaenopyga ameghini* y las últimas apariciones

del roedor *Pithanotomys columnaris mendocinus*, del litopterno *Promacrauchenia* sp. y del hegetotérido *Tremacyllus latifrons* (= *T. incipiens*).

En la base de la Formación Corral Quemado, el nivel 29 no tiene fósiles relevados. Los niveles 30 al 32 (Piacenziano bajo) tienen el registro exclusivo de los marsupiales *Lutreolina* sp., *Borhyaenidium* sp. (= *Borhyaenidium riggsi*), los roedores *Pthoramys pulcher*, *Paramyocastor diligens* y el litopterno *Promacrauchenia antiqua* (=*P. calchaquiorum*). En estos niveles se localizan, además, los últimos registros del perezoso *Pronothrotherium typicum*, el dasipódido *Paleuphractus argentinus*, el gliptodonte *Eleutherocercus solidus*, el litopterno *Brachytherium laternarium* (= *Neobrachytherium* aff. *intermedium*), el notoungulado toxodóntido *Xotodon* sp., los hegetotéridos *Hemihegetotherium* sp. y *Hemihegetotherium robustum* (=*H. achataleptum*).

Es importante destacar aquí, que debido a las reconsideraciones y cambios en los límites formacionales establecidos para la región de Puerta de Corral Quemado por Bossi *et al.* (1987), Muruaga (1998) y Esteban *et al.* (2014), los taxones de mamíferos reseñados en el párrafo anterior son los únicos registros con buena procedencia estratigráfica reconocidos para la Formación Corral Quemado y asignados al Piacenziano. Asimismo es notorio que a partir de estas modificaciones en los límites formacionales en el área de Puerta de Corral Quemado, el mayor número de registros procede de la Formación Andalhuala y no de Formación Corral Quemado como consideraron, entre otros, Riggs y Patterson (1939) y Marshall y Patterson (1981).

Una importante asociación de roedores y xenatros (dasipódidos, pampatéridos y milodóntidos) con datos estratigráficos precisos, procedentes de la región de Puerta de Corral Quemado y Villavil, fue dada a conocer por Esteban *et al.* (2014). En este trabajo los ejemplares fósiles poseen referencias que permiten asignarlos a los diferentes niveles del perfil estratigráfico presentado en Hynek *et al.* (2012). Sobre la base de las dataciones radimétricas, el espesor medido para la sección superior de la Formación Andalhuala y la tasa de sedimentación (calculada en 0,33 m/1000 años entre las tobas de 5,64 y 3,66 Ma) se establecen edades estimadas para las diferentes asociaciones faunísticas que se asignan al Plioceno bajo (Zancleano).

En la base del Zancleano, con una edad estimada de 5,25 Ma se registran los roedores *Cardiomys ameghinorum*, *Pseudoplataeomys* sp., *Pithanotomys* sp. y los dasipódidos *Macrochorobates scalabrinii*, *Chorobates villosissimus* y *Macroeuphractus* sp. En niveles algo más modernos, con una edad estimada de 4,9 Ma se reconocen los roedores *Pseudoplataeomys* sp. y cf. *Dolichotis* y en niveles algo más recientes el pampatérido *Vassallia maxima* y el milodontino cf. *Glossotheriopsis*. En sedimentos con una edad estimada en 4,4 Ma se registra la asociación de los roedores *Cardiomys ameghinorum*, *Pseudoplataeomys* sp., *Pithanotomys* sp. y el pampatérido *Vassallia maxima*. Finalmente, por debajo de la toba adatada en 3,66 Ma se reconocen a los roedores *Protabrocoma* cf. *P. antiqua*, *Pseudoplataeomys* sp. y el pampatérido *Vassallia maxima*. Sobre esta base Esteban *et al.* (2014) establecen la Biozona de Apogeo *Vassallia maxima-Pseudoplataeomys-Pithanotomys*, cuya localidad tipo se ubica en Puerta de Corral Quemado (S 27º14'54" – O 66º55'52", Departamento Belén, Catamarca), abarcando un lapso que corresponde al Zancleano. Los taxones exclusivos de esta biozona son los géneros *Pithanotomys* y *Macroeuphractus*. Es interesante destacar la presencia del perezoso cf. *Glossotheriopsis* (Mylodontidae) en el Plioceno temprano

del Noroeste argentino, ya que este taxón sólo se había registrado en el Mioceno tardío para regiones boreales de América del Sur y en el Mioceno medio en regiones australes de Argentina.

La Formación Andalhuala, en la región de Puerta de Corral Quemado, representa depósitos de crecidas mantiformes de alto régimen con algunas estructuras de régimen menor que constituyen elementos canalizados de diseño entrelazado. Hay niveles de paleosuelo pobremente desarrollados (Muruaga, 1998). Para la suprayacente Formación Corral Quemado se infiere un ambiente de abanico aluvial medio. A partir de la sección media de la Formación Andalhuala se evidencia una intensa aridificación y se interpreta un clima semiárido, pero más húmedo que el actual, con un régimen estacional de lluvias. El ambiente correspondería posiblemente a una sabana de gramíneas salpicada de árboles, con desarrollo de bosques en galería (Bossi y Muruaga, 2009).

Área San Fernando

Es otra región que ha brindado una abundante fauna de mamíferos fósiles. Se ubica aproximadamente 50 km al noreste de la ciudad de Belén y a unos 15 km al sudeste la localidad Puerta de Corral Quemado. Entre los años 1927 y 1930, Ángel Cabrera y colaboradores colectaron en esta región una abundante y diversa fauna de mamíferos, pero ésta carece de procedencia estratigráfica precisa. Bonini (2014) colectó e identificó un nuevo conjunto de mamíferos con datos precisos de procedencia estratigráfica y geográfica y paralelamente estudió desde el punto de vista taxonómico la fauna colectada por Cabrera y colaboradores. El nuevo conjunto de taxones procede de las localidades de San Fernando Sur y Norte en el departamento Belén, áreas en las cuales se reconocen sedimentos correlacionables con la Formación Andalhuala y la base de la Formación Corral Quemado. En esta área, Bonini y Georgieff (2013a) y Bonini (2014) redefinen la extensión de las formaciones Andalhuala y Corral Quemado propuestas por Muruaga (1998, 2001) y Bossi y Muruaga (2009). La Formación Andalhuala (Bonini y Georgieff, 2013b; Bonini, 2014) está compuesta principalmente por facies de areniscas finas a medias, castaño claras a rojizas, con estratificación entrecruzada en artesa, reconociéndose estratos tabulares y macizos. Se reconocen, también, facies limolíticas rojizas a castaño oscuras con estratificación tabular maciza, ondulítica y laminación paralela, intercaladas con facies de areniscas finas castaño claras con laminación ondulítica, tabular o lenticular. Hay indicios de estacionalidad en las precipitaciones y la presencia de rizoconcreciones, pedotúbulos, calcretos, bioturbación y cementación dan evidencias de períodos de exposición subaérea y fluctuaciones del nivel freático. Se identificaron, también, facies de areniscas finas a medias, castañas a grisáceas, con estratificación entrecruzada en artesa y laminación cuneiforme, las cuales son interpretadas como producto del desarrollo de dunas eólicas sobre las planicies de inundación o de los canales, durante los períodos de sequía. Por otra parte, la Formación Corral Quemado presenta en su base un marcado cambio en la litología y en el color de los sedimentos, lo que podría indicar un proceso de aridificación en el área. En la región de San

Fernando esta unidad litológica está compuesta por facies de arcillitas y limolitas tabulares rojizo oscuras y lentes de sabulitas intercalados entre los niveles arcillo-limosos. Las facies de arcillitas rojizas indicarían la existencia de cuerpos de agua efímeros (lagunas, charcos) sobre la planicie de inundación (Bonini, 2014; Bonini y Georgieff, 2013b, 2014).

Bonini (2014) y Bonini *et al.* (2017) reconocieron unidades faunísticas asignadas al Plioceno temprano (Zancleano) (Bonini y Brandoni, 2015; Bonini *et al.*, en prensa). Este conjunto faunístico procedente de los niveles superiores de la Formación Andalhuala, aflorantes en los alrededores de San Fernando Norte (aproximadamente a los 27°16'37"S / 66°55'06"O) y está caracterizado por los gliptodontes *Phlyctaenopyga ameghini*, *Eleutherocercus solidus*, los dasipódidos *Chorabates villosissimus*, *Macrochorobates scalabrinii*, los pampatéridos *Vassallia maxima* (=*Plaina intermedia*), *Vassallia minuta*, el perezoso *Pyramiodontherium* sp. y el notoungulado toxodóntido *Xotodon* sp. Sobre la base de la fauna recuperada postuló la Biozona de Asociación de *Phlyctaenopyga ameghini – Plaina intermedia* entre los 5,40 Ma-3,60 Ma. Además, propusieron como taxones exclusivos al gliptodonte *P. ameghini* y a los pampatéridos *V. máxima* (=*P. intermedia*) y *V. minuta*. Los taxones señalados como característicos de esta biozona son *C.villosissimus*, *E. solidus* y *Pyramiodontherium* sp. Entre éstos, *P. ameghini* y *Pyramiodontherium* sp., presentan su último registro en esta biozona, mientras que *V. minuta* y *V. máxima* (=*P. intermedia*) presentan sus primeros y últimos registros en esta unidad (Bonini, 2014; Bonini *et al.*, 2016).

Esteban *et al.* (2014) publicaron una extensa lista de los mamíferos fósiles con ubicación precisa (estratigráfica y geográfica) registrados en las localidades de Puerta de Corral Quemado y Villavil, estas áreas y la de San Fernando forman parte de una misma cuenca. En este trabajo señalan la presencia de *Vassallia maxima* (= *Plaina intermedia*) a partir del Miembro El Jarillal de la Formación Chiquimil hasta los niveles cuspidales de la Formación Andalhuala, correspondiendo al lapso entre la edad estimada de 8,7 Ma y la edad absoluta de 3,66 Ma. En el tercio superior de esta unidad litológica los numerosos registros de *Vassallia maxima* les permiten postular la Biozona de Apogeo *Vassallia maxima – Pseudoplataeomys – Pithanotomys* entre los 5,64 Ma–3,66 Ma, la cual es correlacionable en gran parte con la biozona de Asociación de *P. ameghini – P. intermedia* de Bonini *et al.* (2014). Así, la abundancia en los registros de *Vassallia maxima* (= *Plaina intermedia*) es una característica común para las localidades Puerta de Corral Quemado y San Fernando Norte. Es notable la persistencia de esta especie desde el Mioceno tardío al Plioceno en el noroeste argentino. Por otra parte Esteban *et al.* (2014) también registran la presencia de *Vassallia minuta* en el miembro superior (Miembro El Jarillal) de la Formación Chiquimil en la localidad de Villavil y la de *Chorobates villosissimus* en el tercio inferior y en el tercio superior de la Formación Andalhuala en Puerta de Corral Quemado.

VALLE DEL CAJÓN, CATAMARCA

Este valle se encuentra al norte de una gran depresión intermontana o bolsón denominado Campo de los Pozuelos o Campo del Arenal (Catamarca), tienen en

conjunto el aspecto de una gota alargada. El valle del Cajón se encuentra entre las sierras de Quilmes al Este y la sierra de Chango Real al Oeste y Norte.

Las edades obtenidas en el valle fueron ubicadas en un mapa por Mortimer *et al.* (2007), la edad de la base es de 10,7 ± 1,7 Ma (Strecker *et al.*, 1989) en el extremo noroeste de la sierra del Cajón mientras que una edad de 5,47 ± 0,9 Ma fue obtenida por Strecker *et al.* (1989) en una toba del extremo sudoeste de la misma sierra; por otra parte, Bossi *et al*. (2000) dataron una toba en los afloramientos más australes del valle (5,71 ± 0,4 Ma) que Mortimer *et al.* (2007) asignan a los depósitos lacustres ubicados en el centro del valle.

Mortimer *et al*. (2007) realizan una correlación entre las dataciones absolutas y las secuencias sismoestratigráficas interpretadas en el subsuelo del Campo del Arenal y proponen que la Secuencia 2 es equivalente a las Aloformación Playa del Zorro, aunque destacan la falta de continuidad física entre los afloramientos y el subsuelo. De esta manera, para Mortimer *et al*. (2007) la mitad superior de la Aloformación Playa del Zorro sería de edad pliocena.

VALLE DE SANTA MARÍA, CATAMARCA

Los afloramientos del valle de Santa María son conocidos desde finales del siglo XIX por su abundante y variado registro paleontológico (Moreno, 1882; Moreno y Mercerat, 1891; Ameghino, 1889, 1891a, 1891b; Lydekker, 1894; Mercerat, 1895; Rovereto, 1914; C. Ameghino, 1919). Están representados casi todos los grupos de mamíferos, al igual que algunos grupos importantes de aves, reptiles y anfibios; sin embargo, buena parte de este registro carece de procedencia estratigráfica. Los hallazgos en general han sido referidos al "Araucaniano" o al "Araucanense" en un sentido amplio. Son numerosos los autores que han dado a conocer, principalmente a través de trabajos sistemáticos, la gran diversidad faunística de esta región (ver Riggs y Patterson, 1939; Marshall y Patterson, 1981; Esteban y Abdala, 1993; Nasif *et al*., 1995; Bonini, 2014). Los primeros registros de vertebrados fósiles que son asignados con seguridad a diferentes unidades litológicas son los dados a conocer por Riggs y Patterson (1939) y posteriormente Marshall y Patterson (1981) quienes especifican la posición estratigráfica de la gran mayoría de los ejemplares, al referirlos a los distintos niveles definidos en el perfil realizado por Stahlecker. En el valle de Santa María, en el área de Entre Ríos (=Chiquimil), casi la totalidad del registro procede del "Araucanense" de Stahlecker (ver Marshall y Patterson, 1981). Sin embargo, en la las localidades fosilíferas clásicas (ej.: Entre Ríos [=Chiquimil], Loma Rica, Quebrada de Jujuy, este de Santa María, etc.) los niveles fosilíferos se ubican en el tercio inferior de la Formación Andalhuala, ya sea en el nivel XIX, datado en 6,02±0,04 Ma (Marshall *et al*., 1979), por debajo de éste o en el nivel inmediatamente superior. De lo mencionado anteriormente se deduce que en todas estas localidades, los niveles fosilíferos corresponden al Mioceno tardío alto (Messiniano tardío).

Hasta el presente la única localidad con afloramientos asignables al Plioceno temprano (Zancleano) se encuentra en la localidad de Encalilla, ubicada en la porción tucumana del Valle de Santa María, en las proximidades de la ciudad de

Amaicha del Valle. Estos sedimentos atribuidos a la Formación Andalhuala, han brindado una abundante fauna de mamíferos, placas aisladas de tortugas, fragmentos de leños y estructuras asignables a egagrópilas y coprolitos (Armella *et al*., 2015).

La Formación Andalhuala es la de mayor desarrollo, tanto en su extensión como en la potencia de sus afloramientos. Ruiz Huidobro (1972) estima un espesor de 1.200 m en la quebrada de Jujuil, mientras que Bossi y Palma (1982) le signan un espesor de 1.300 m frente a la ciudad de Santa María. Los afloramientos se distinguen fácilmente por su color gris parduzco claro y su textura arenosa predominante. Está integrada por paquetes granodecrecientes de 3 a 10 m de espesor, de arenisca mediana a gruesa y arenisca conglomerádica de color gris claro, que alternan con otros constituidos por niveles limo-arenoso gris pardo amarillento, bioturbados, a veces con pedotúbulos calcáreos. Hay niveles de paleosuelo poco desarrollados y capas tabulares de toba blanca o intraconglomerado de sus fragmentos (Bossi y Palma, 1982; Bossi *et al*., 1999). Para la parte inferior de esta formación se establece un sistema fluvial entrelazado, arenoso, con el desarrollo de pequeñas charcas en los segmentos abandonados del río (Georgieff *et al*., 2014).

En la localidad de Encalilla (Tucumán), los estratos portadores están compuestos por una arenisca fina que se ubica entre dos niveles tobáceos en la parte alta de la Formación Andalhuala (Armella *et al*., 2015). En ellos se ha registrado un metaterio de la familia Didelphidae (*Thylateridium*), roedores dinómidos (*Telicomys*), octodóntidos (*Phitanotomys*, *Pseudoplataeomys*) y cávidos (*Palaeocavia*, *Neocavia*cf. *N. lozanoi*, *Orthomyctera andina*, Caviinae aff. *Microcavia* y *Caviodon* cf. *C. pozzi*), el litopterno proteroterido (*Neobrachytherium*), notoungulados hegetotéridos (*Tremacyllus*, *Paedotherium* cf. *P. minor*) y xenartros gliptodóntidos (Hoplophorini, Doedicurinae), dasipódidos (*Vassallia*, *Macroeuphractus*), milodóntidos (Mylodontinae) y megatéridos.

Esta asociación de mamíferos presenta una composición de taxones a nivel genérico y específico similar a la Biozona de Apogeo *Vassallia maxima – Pseudoplataeomys – Pithanotomys*, definida para el tercio superior de la Formación Andalhuala en Puerta de Corral Quemado, entre los 5,64 Ma y los 3,66 Ma (Esteban *et al*., 2014; Armella *et al*., 2015).

En el Valle de Santa María Strecker *et al*. (1989) establecen el límite entre las formaciones Andalhuala y Corral Quemado, en la localidad de Yasyamayo en el centro-norte del valle, en una toba datada en 4,73 ± 1,3 Ma. Por su parte, la edad de 6,02 ± 0,04 Ma dada a conocer por Marshall *et al*. (1979) se ubica 408 m por arriba de la base de la Formación Andalhuala, según los espesores medidos por Stahlecker (Marshall y Patterson, 1981). Teniendo en cuenta los espesores medidos por Ruiz Huidobro (1972) y Bossi y Palma (1982), esta última edad correspondería al techo del tercio inferior de la unidad. Teniendo en cuenta estas dataciones, la asociación de fósiles obtenidos en la localidad Encalilla no sería más antigua que los 6,02 Ma ni más moderna que los 4,73 Ma. Este lapso abarca la parte cuspidal del Messiniano (Mioceno tardío) y gran parte del Zancleano (Plioceno temprano). La asociación de mamíferos recuperada en Encalilla comparte con la Biozona de Apogeo los taxones que la definen (*Vassallia maxima – Pseudoplataeomys – Pithanotomys*) y el dasipódido eufractino *Macroeuphractus* sp.

Morton *et al.* (2011) dan a conocer la primera asociación de gastrópodos y ostrácodos procedentes de la Formación Andalhuala, en la localidad río Agua Verde, frente a la ciudad de Santa María. Los autores refieren esta asociación al Plioceno temprano y señalan que los materiales proceden de un estrato de unos 20-30 cm de espesor, constituido por arcillita-limosa verdosa a gris clara, que se ubica a unos 150-180 m de la base de esta unidad litológica. Siguiendo los criterios establecidos anteriormente en este trabajo, estos niveles se ubicarían por debajo de la toba datada en 6,02 ± 0,04 Ma y por lo tanto esta asociación debe ser referida al Mioceno tardío (Messiniano).

VALLE DE CHOROMORO, TUCUMÁN

Es un valle intermontano ubicado en el centro-norte de Tucumán, entre las Sierras Pampeanas Noroccidentales al Oeste y el Sistema de Santa Bárbara al Este. Actualmente, el valle se encuentra cerrado hacia el Sur por depósitos cretácicos latitudinalmente ubicados a unos 10 km al Norte de San Miguel de Tucumán y hacia el Norte engranan con depósitos del Grupo Salta (Georgieff *et al*., 2014). Según Iaffa *et al*. (2013) existía continuidad física entre los depósitos pliocenos del valle de Choromoro con los del subsuelo de la llanura tucumana, interpretado a través de información sísmica. Schiuma y Sosa Gómez (2017) interpretan mediante una correlación sismoestratigráfica la presencia de depósitos asignables al Plioceno en el subsuelo de la llanura tucumana que se engrosan antes de acuñarse contra las sierras del Aconquija al Oeste (Sosa Gómez *et al*., 1999) y la sierra de Ancasti al Sur.

En general, la parte central del valle se encuentra cultivada o cubierta por Bosque Chaqueño, los afloramientos son saltuarios y ubicados en los flancos de anticlinales conspicuos en el sudoeste, conformando el núcleo de anticlinales menores al Norte del valle y en la porción Sur de la provincia de Salta. Los afloramientos mejor expuestos se encuentran ubicados contra las Cumbres Calchaquíes al Oeste y en el límite con la provincia de Salta (González *et al*., 2000), forman parte del Grupo Choromoro (Porto y Danielli, 1974) integrado por las formaciones El Boyero (González *et al*., 2000) y Chulca (Porto y Danielli, 1974). Estas unidades pliocenas están formadas por areniscas medias a gruesas con conglomerados en la base, son friables, gris rojizas a rojo parduzco y apoyadas en transición sobre la Formación India Muerta asignada al Mioceno tardío.

VALLE DE LAS ESTANCIAS, CATAMARCA

Este valle se encuentra ubicado en las Sierras Pampeanas Noroccidentales, en el sector noreste de la provincia de Catamarca (figura 1). Es un valle de tipo intermontano, definido por fallas de alto ángulo, asimétrico y elongado unos 30km en sentido NNE-SSO y un ancho máximo de 9 km en la parte sur.

Los afloramientos neógenos se encuentran mejor expuestos en el faldeo occidental de las Cumbres de Narváez, con rumbo y buzamiento de N348°/30E (Nasif

et al., 2007) y hacia el oeste se apoyan sobre la penillanura (basamento metamórfico labrado) de las Cumbres de Las Lajas con rumbo NNE-SSE y buzamientos entre 9° y 20° al Este (Del Pero y Georgieff, 2011).

Estas sedimentitas han sido denominadas Formación Aconquija (González Bonorino, 1950) y fueron divididas en tres secciones informales, de base a techo: Unidad I, II y III. El espesor de la formación es de 1.100 m aproximadamente, la sección inferior de 400 m de espesor está compuesta por areniscas tobáceas grises medias y finas, hacia el techo de la sección media aparecen lentes de grava (guijas y guijones) con bancos de tobas intercalados y la sección superior de unos 100 m de espesor se compone de una areniscas gruesas con cuerpos conglomerádicos lenticulares de 1 a 8 m de espesor y de 60 a 80 m de ancho. Una toba ubicada en la sección media de la formación fue datada por Del Pero y Georgieff (2011) en 7,43 Ma, por lo que podría asignarse una edad pliocena a la mitad superior de la Unidad III como fue sugerido por Del Pero (2010).

SANTIAGO DEL ESTERO

Battaglia (1973) define el paquete de "arcillas pardo rojizas" localizado mediante perforaciones realizadas en los alrededores de la Sierra de Guasayán, como Formación Las Cañas y las asigna al Plioceno medio. Los afloramientos de esta unidad litológica pueden observarse en ambas márgenes del río Dulce, prácticamente a lo largo de todo su cauce desde la ciudad de Las Termas de Río Hondo hasta la zona del Dique Los Quiroga, en las proximidades de la ciudad de La Banda. En el techo de esta secuencia se localiza un nivel de ceniza volcánica de color blanca vítrea, bastante endurecida de aproximadamente 1,5 m de espesor (Battaglia, 1982).

Collantes (1983) define la localidad típica en el paraje conocido como Cañada de La Costa, aproximadamente unos 8 km al este de Las Termas de Río Hondo, donde la secuencia se presenta más completa. Los afloramientos más potentes se encuentran en la margen izquierda del río Dulce, en la proximidad de la ciudad de Las Termas de Río Hondo, con espesores máximos de 60 m. Sobre la margen derecha los afloramientos son de menor representatividad. Los sedimentos en general son finos, limolitas pardo rojizas, limolitas arenosas pardo rojizas a pardo amarillentas intercaladas con areniscas y arcilitas de color pardo oscuro a pardo rojizo. En la parte inferior de la secuencia se observan limolitas pardo rojizas, coherentes, estratificadas en bancos continuos en general con laminación paralela continua. El ambiente de depositación respondería a llanuras de inundación, definidas por ríos meandriformes con una pendiente suave y baja capacidad de transporte. Esto se evidencia por la predominancia de sedimentos finos y bien seleccionados. La estructura predominantemente laminar, indica cambios en la velocidad de la corriente o en el aporte de estos materiales a la cuenca entre períodos de sedimentación uniforme representados por capas homogéneas macizas. En la parte superior de la secuencia se observan sedimentos finos de tonos verdosos que indicarían condiciones lacustres, probablemente lagunas temporales formadas por derrames laterales o cauces aban-

donados. La frecuencia de tonos rojizos, asociados en algunos casos a concreciones calcáreas indicaría condiciones oxidantes y de aridez (Collantes, 1983).

Los primeros registros de vertebrados fósiles son reportados por Collantes (1983), quien menciona restos de un gliptodonte referido a cf. *Nopachthus*, un roedor asignado a un Protohydrochoerinae indet. y dasipódidos indeterminados. Sobre la base del gliptodonte determinado como cf. *Nopachthus* asigna los sedimentos de la Formación Las Cañas al Plioceno medio.

Esteban *et al.* (1989) dan a conocer una asociación de vertebrados, mayormente xenartros, rescatados de la localidad Cañada de La Costa. Se citan osteodermos aislados de dasipódidos (*Paraeuphractus* sp., *Proeuphractus* sp. y *Kraglievichia* sp.), los gliptodontes *Nopachthus* sp. y *Lomaphorus* cf. *subelevatus*, un incisivo de roedor Hydrochoeridae (*Protohydrochoerus* sp) y un extremo distal de tibio-tarso de un ave indeterminada. Esteban *et al.* (1999) dan a conocer un ejemplar de dasipódido con el caparazón dorsal muy completo, cráneo y restos postcraneanos, que asignan a *Paraeuphractus* sp. Señalan que presenta diferencias con *P. prominens*, la especie tipo y refieren los sedimentos portadores al Plioceno temprano. Posteriormente Esteban (2001) cita la presencia del dasipódido *Macrochorobates* en esta localidad.

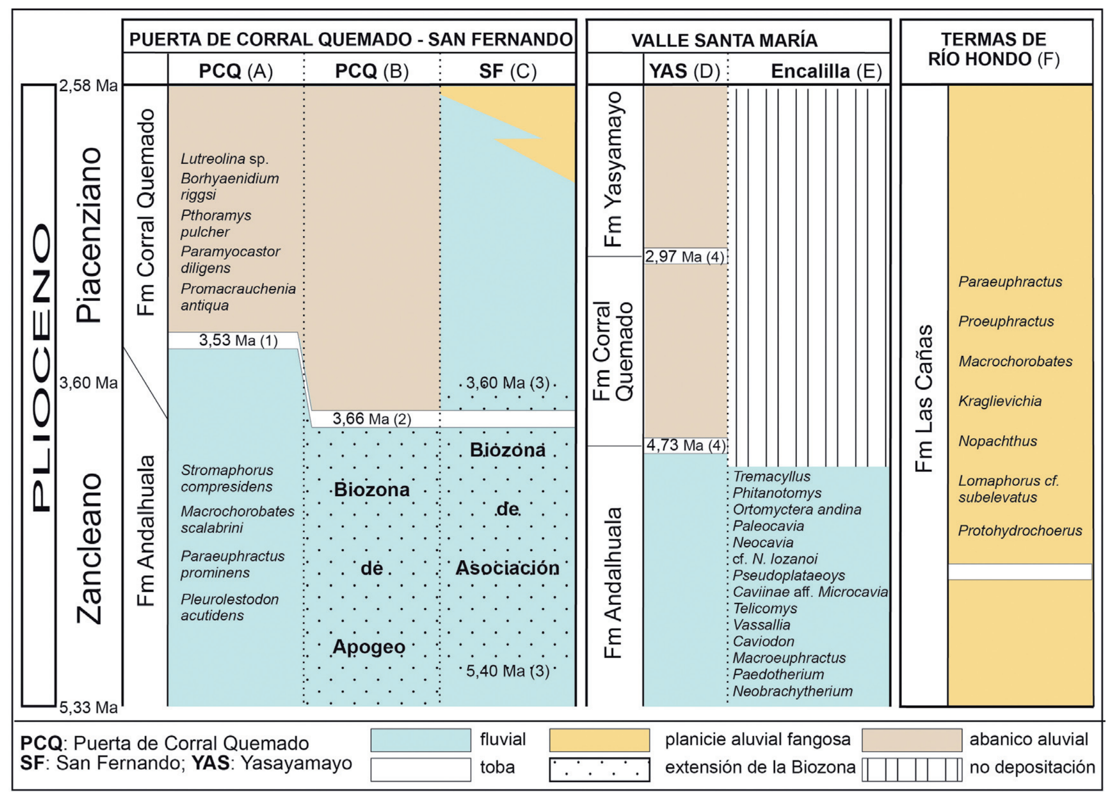


Figura 2. Síntesis de la estratigrafía, edades, fauna y paleoambientes sedimentarios del Plioceno de las Sierras Pampeanas Noroccidentales (Catamarca, Tucumán y Santiago del Estero).

CONSIDERACIONES FINALES

Las localidades que tienen fauna de antigüedad pliocena en el Noroeste de Argentina (Catamarca, Tucumán y Santiago del Estero), hasta el momento son escasas, menos numerosas que las asignadas al Mioceno tardío. Las asociaciones faunísticas que pueden asignarse con seguridad al Zancleano (Plioceno temprano) se reconocen en el valle de Hualfín-Belén y proceden de las localidades Puerta de Corral Quemado y San Fernando (Catamarca). En ambas regiones se han definido biozonas para este lapso, en la primera se establece la Biozona de Apogeo *Vassallia máxima – Pseudoplataeomys – Pithanotomys* (Esteban *et al*., 2014) y en la segunda la Biozona de Asociación de *Phlyctaenopyga ameghini – Plaina intermedia* (Bonini, 2014). Estas biozonas comparten en su definición al pampaterino *Vassallia máxima* (=*Plaina intermedia*).

En el valle de Santa María, la antigüedad de la asociación faunística rescatada de la localidad Encalilla no sería mayor que la estimada en 4,8 Ma, ni más joven que los 3,4 ± 0,5 Ma, comprendiendo gran parte del Zancleano y la parte más baja del Piacenziano (Plioceno temprano – Plioceno tardío bajo). Esta interpretación podrá ser contrastada con dataciones absolutas de las tobas presentes en la columna estratigráfica.

La asociación faunística registrada en la Formación Las Cañas, en la provincia de Santiago del Estero, es la que tiene la edad menos definida. Battaglia (1967) asigna estos sedimentos al Plioceno, luego este mismo autor (Battaglia, 1973) los asigna al Plioceno medio. Con posterioridad Collantes (1983) mantiene esta antigüedad para los sedimentos portadores. Por su parte Esteban *et al*. (1999) los asigna al Plioceno temprano.

Entre todas las localidades tratadas en este trabajo, sólo en Puerta de Corral Quemado hay una asociación faunística que puede ser asignada con seguridad al Plioceno tardío (Piacenziano). Esta asociación fue dada a conocer por Marshall y Patterson (1981) y corresponde a los taxones recuperados de la Formación Corral Quemado.

El análisis de los registros fósiles en estrecha vinculación al contexto estratigráfico, sumado al uso o determinación de edades absolutas/edades estimadas, cuando sea posible, es indispensable para establecer un esquema cronobioestratigráfico confiable que permita el entendimiento de la evolución conjunta de la biota y su ambiente.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Lic. Rodrigo González por su colaboración con las imágenes. Al Consejo de Investigaciones Científicas y Técnicas de la Universidad Nacional de Tucumán por financiar los estudios paleontológicos mediante el proyecto PIUNT 26/G513.

BIBLIOGRAFÍA

Ameghino, C. 1919. Sobre Mamíferos fósiles del piso Araucanense de Catamarca y Tucumán. Physis: 150-153.

Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. vol. 6. Academia Nacional de Ciencias de la República Argentina, Córdoba, 1027 p.

Ameghino, F. 1891a. Sobre algunos restos de mamíferos fósiles, recogidos por el Señor Manuel B. Zavaleta en la formación miocena de Tucumán y Catamarca. Revista Argentina de Historia Natural 1: 88-101.

Ameghino, F. 1891b. Exploración arqueológica de la provincia de Catamarca. Revista Argentina de Historia Natural 1: 199-207.

Armella, M.; Madozzo Jaén, C.; Nasif, N. L.; García López, D.; Esteban, G.; Ortiz, P.E.; González, R.; Babot, J. y Georgieff, S. 2015. Vertebrados de la Formación Andalhuala en la localidad de Encalilla, Tucumán, Argentina. Ameghiniana 53 (1), Suplemento 2016: 4.

Battaglia, A. 1973. Descripción geológica de las Hojas 13f, 13g, 14g y 14h, Santiago del Estero y Catamarca. Servicio Nacional de Minería y Geología: 72 pp. Buenos Aires.

Battaglia, A. 1982. Descripción geológica de las Hojas 13f Río Hondo, 13g Santiago del Estero, 14g El Alto, 14h Villa San Martín, 15g Frías, provincias de Santiago del Estero, Catamarca y Tucumán. Servicio Geológico Nacional: 80 pp. Buenos Aires.

Bonini, R. A., 2014 Bioestratigrafía y diversidad de los mamíferos del Neógeno de San Fernando y Puerta de Corral Quemado (Catamarca, Argentina). Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, Universidad Nacional de La Plata, 366 p. Buenos Aires,

Bonini, R. A. y Georgieff, S. M. 2013a. Reconsideración estratigráfica del Neógeno del área norte de la localidad de San Fernando, departamento de Belén (Catamarca). II Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina. Ameghiniana 50 (6): R5-6.

Bonini, R. A. y Georgieff, S. M. 2013b. Análisis paleoambiental de los sedimentos neógenos aflorantes en el área norte de la localidad de San Fernando, departamento Belén (Catamarca). II Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina. Ameghiniana 50 (6): R6.

Bonini, R. A. y Georgieff, S. M. 2014. Estratigrafía y paleoambientes aluviales del Neógeno en los alrededores de San Fernando, departamento de Belén (Catamarca). 14º Reunión Argentina de Sedimentología. Puerto Madryn.

Bonini, R. A. y Brandoni, D. 2015. Pyramiodontherium Rovereto (Xenarthra, Tardigrada, Megatheriinae) from the Early Pliocene of San Fernando, Catamarca Province, Argentina. Ameghiniana 52 (6): 647-655.

Bonini, R. A., Georgieff, S. M., Candela, A., Reguero, M. 2012. Bio-cronoestratigrafía del Mio-Plioceno aflorante en los alrededores de San Fernando, Catamarca, Argentina. Ameghiniana 49 (4): R6.

Bonini, R. A. Candela, A. M., Georgieff, S. M.y Reguero, M. A. 2016. Bioestratigrafía, geocronología y diversidad de los mamíferos del Neógeno de San Fernando, departamento Belén, Catamarca. Ameghiniana 53(1) Suplemento: 5-6.

Bonini, R. A., Georgieff, S. M. y Candela, A. En prensa. Stratigraphy, Geochronology, and Paleoenvironments of Miocene-Pliocene boundary of San Fernando, Belen Belén (Catamarca, Northwest of Argentina). Journal of South America Earth Sciences.

Bossi, G. E. y Palma, R., 1982. Reconsideración de la estratigrafía del Valle de Santa María, Provincia de Catamarca, Argentina. Actas V Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, 1: 155-172.

Bossi, G. E.y Muruaga, C., 2009. Estratigrafía e inversión tectónica del rift neógeno en el Campo del Arenal, Catamarca, NO Argentina. Andean Geology 36 (2): 311-340.

Bossi, G. E., Ovejero, R., Strecker, M., 1987. Correlación entre los perfiles del Terciario superior en la Puerta de Corral Quemado-Hualfín y de Entre Ríos (Chiquimil). Provincia de Catamarca, Argentina. X Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 117-120. Tucumán.

Bossi, G. E., Muruaga, C., Gavriloff, I., 1999. Ciclo Andino. Neógeno-Pleistoceno. Sedimentación. In González Bonorino, G; Omarini, R.; Viramonte, J. (Eds.). Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino, 1: 329-360. Salta.

Bossi, G. E., Muruaga, C., Sanagua, J., Hernando, A. y Ahumada, A. 1993. Geología y estratigrafía de la Cuenca Neógena Santa María-Hualfín (Departamentos Santa María y Belén, provincia de Catamarca). XII Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 156-165. Mendoza.

Bossi, G. E., Vides, M. E., Ahumada, A. L., Georgieff, S. M., Muruaga, C., e Ibañez, L. M. 2000. Analísis de las paleocorrientes y de la varianza de los componentes a tres niveles, Neógeno del Valle del Cajón, Catamarca, Argentina. Revista Asociación Argentina de Sedimentología 7: 23-47.

Bossi, G. E., S. M. Georgieff, I. J. C. Gavriloff, L. M. Ibañez y C. M. Muruaga, 2001. Cenozoic Evolution of the Intramontane Santa María basin, Pampean Ranges, northwestern Argentina. Journal of South America Earth Science, 14 (7): 725-734.

Butler, R. F., Marshall, L. G., Drake, R. E., Curtis, G. H. 1984. Magnetic polarity stratigraphy and K-Ar dating of late Miocene and early Pliocene continental deposits, Catamarca province, NW Argentina. Journal of Geology 92: 623-636.

Cabrera, A. 1937a. Notas sobre el suborden "Typotheria". Notas del Museo de La Plata, 2, Paleontología 8: 17-43.

Cabrera, A. 1937b. Los géneros de la familia "Thypotheriidae". Physis 14: 359-372.

Cabrera, A. 1944. Los Gliptodontoideos del Araucaniano de Catamarca. Revista Museo La Plata (Nueva Serie) 3: 5-76.

Collantes, M. 1983. Geología de la cuenca del río Dulce entre Termas de Río Hondo y Los Quirogas con énfasis en geomorfología, provincia de Santiago del Estero. Tesis de Grado Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, 120 pp.

Del Pero, M. A. 2010. Análisis paleoambiental de la porción superior de la Formación Aconquija (Neógeno) en el río Punta del Agua, valle de Las Estancias, Catamarca. Tesis de Grado Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, 62 pp. Tucumán.

Del Pero, M. A. y Georgieff, S. M. 2011. Análisis paleoambiental de la sección media de la Formación Aconquija (Neógeno) en el río Pantanillo, valle de Las Estancias, Catamarca, Argentina. Serie Monográfica y Didáctica 52: 185.

Esteban, G. 2001. Nuevo Dasypodidae-Euphractinae (Xenarthra) del Plioceno inferior del Noroeste argentino. Ameghiniana 38 (4) Suplemento: 7R.

Esteban, G. y Abdala, F. 1993. Nuevos restos de *Glossotheriopsis* (Edentata-Tardigrada) de Tio Punco, Provincia de Tucumán. Análisis filogenético preliminar. Ameghiniana 30 (3): 328-329.

Esteban, G., Nasif, N. y Powell, J. 1989. Vertebrados terciarios de la Formación Las Cañas (próximo a Las Termas de Río Hondo), Provincia de Santiago del Estero. Implicancias cronológicas. VI Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados: 105-106.

Esteban, G., Nasif, N. y Musalem, S. 1997. Nuevo registro de mamíferos fósiles en la región de Tio Punco (Formación Andalhuala - Mioceno tardío), provincia de Tucumán, Argentina. Ameghiniana 34 (4): 535.

Esteban, G., Nasif, N. y Sabater, S. 1999. Nuevos aportes a la anatomía de Paraeuphractus Scillato Yané (Dasypodidae-Euphractinae). Ameghiniana 37 (4) Suplemento: 9R.

Esteban, G., Nasif, N., Georgieff, S.M., 2014. Cronobioestratigrafía del Mioceno tardío – Plioceno temprano, Puerta de Corral Quemado y Villavil, provincia de Catamarca, Argentina. Acta Geológica Lilloana 26 (2), 165-192.

Georgieff, S. M., 1998. Análisis paleoambiental de la porción inferior de la Formación Andalhuala en la zona central del valle de Santa María. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, 260 pp. Tucumán.

Georgieff, S. M. y Díaz, A. 2014. Modelo paleoambiental de la Formación Las Arcas (Mioceno Superior), quebrada del Mal Paso, Valles Calchaquíes del sur de Salta. 14º Reunión Argentina de Sedimentología, Puerto Madryn, Chubut.

Georgieff, S.M. e Ibañez, L.M.1999. Evolución tectosedimentaria del Mioceno superior en el valle de Santa María, Sierras Pampeanas noroccidentales del noreste de Catamarca. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I: 62-63. Salta.

Georgieff, S. M., Ibañez, L. M., Anis, K. B., Vides, M. E. y Nieva, S. M. 2012. Una visualización regional evolutiva de los ambientes sedimentarios neógenos de Catamarca, Tucumán, Sur de Salta y Santiago del Estero. Ameghiniana 49 (4): 10.

Georgieff, S., Ibáñez, L., Vides, M., Anis, K. y Nieva, S. 2014. Paleógeno y Neógeno de Tucumán: estratigrafía y paleoambientes sedimentarios. En: Moyano, S., Puchulu, M., Fernández, D., Vides, M., Nieva, S. y Aceñolaza, G. (Eds.) Geología de Tucumán: 106-123. Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán. San Miguel de Tucumán.

González Bonorino, F. 1950. Descripción geológica de la Hoja 13e, Villa Alberdi, provincia de Tucumán, Boletín Dirección Nacional de Minería: 74p. Buenos Aires.

González, O. E., Viruel, M. E., Mon, R., Tchiliguirian, P. y Barber, E. 2000. Hoja Geológica 2766-II, San Miguel de Tucumán (provincias de Tucumán, Catamarca, Salta y Santiago del Estero). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 245: 124 pp. Buenos Aires.

Hynek, S. A., Passey, B. H., Prado, J. L., Brown, F. H Cerling, T. E. y Quade, J. 2012. Small mammal carbon isotope ecology across the Miocene– Pliocene boundary, northwestern Argentina. Earth and Planetary Science Letters 321–322: 177-188.

Iaffa, D. N., Sábat, F., Muñoz, J. A. y Carrera, N. 2013. Basin fragmentation controlled by tectonic inversion and basement uplift in Sierras Pampeanas and Santa Bárbara System, northwest Argentina. Geological Society of London, Special Publications 377: 101-117.

Latorre, C., Quade, J. y Mcintosh, W. C., 1997. The expansion of the C4 gases and global changes in the Late Miocene: Stable isotope evidence from the Americas. Earth and Planet Science Letter 146: 83-96.

Lydekker, R. 1894. Contribution to a knowledge of the fossil vertebrates of Argentina. Anales del Museo de La Plata (Paleontología), 3: 1-118.

Marshall, L. G, y Patterson, B. 1981. Geology and geochronology of the mammal-bearing Tertiary of the Valle de Santa María and Río Corral Quemado, Catamarca Province Argentina. Fieldiana Geology 9: 1-80.

Marshall, L. G., Butler, R. F., Drake, R. E., Curtis, G. H. y Tedford, R. H. 1979. Calibration of the Great American Interchange. Science 204: 272-279.

Mercerat, A. 1895. Etude comparée sur des molaires de Toxodon et dàutres représentants de la mème famille. Anales del Museo Nacional de Buenos Aires 4: 207-215.

Moreno, F. P. 1882. Patagonia, resto de un continente hoy sumergido. Anales de la Sociedad Científica Argentina 14: 97-131.

Moreno, F. P. y Mercerat, A. 1891. Exploración arqueológica de la Provincia de Catamarca: Paleontología. Revista del Museo de La Plata 1: 1-71.

Mortimer, E., Carrapa, B., Coutand, I., Schoenbohm, L., Sobel, E. R., Sosa Gómez, J. y Strecker, M. R. 2007. Fragmentation of a foreland basin in response to out-of-sequence basement uplifts and structural reactivation: El Cajón–Campo del Arenal basin, NW Argentina. Geological Society of America Bulletin 119 (5/6): 637-653.

Morton, S., Herbst, R. y Espíndola, V. 2011. Gastrópodos y ostrácodos de la Formación Andalhuala (Plioceno temprano) del Valle de Yocavil, provincia de Catamarca, Argentina. Gaea. Journal of Geoscience 7 (2): 82-93.

Muruaga, C. M., 1998. Estratigrafía y Sedimentología del Terciario Superior de la Sierra de Hualfín, entre las localidades de Villavil y San Fernando, Provincia de Catamarca. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, 270 pp. Tucumán.

Muruaga, C.M. 2001. Estratigrafía y desarrollo tectosedimentario de los sedimentos terciarios en los alrededores de la Sierra de Hualfín, borde suroriental de la Puna, Catamarca, Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentológica 8: 27-50.

Nasif. N., Esteban, G., Georgieff, S., Musalén, S., Gómez Cardoso, C. y Villafañe, W. 1995. Nuevos registros de mamíferos fósiles de la Formación Andalhuala (Terciario tardío) Valle de Santa María, Provincia de Catamarca. X Jornadas Argentinas de Mastozoología. Actas: 47, La Plata.

Nasif, N., Esteban, G. y Gerogieff, S. 2007. Nuevo registro de vertebrados para la Formación Aconquija, provincia de Catamarca, Noroeste de Argentina. Implicancias cronoestratigráficas y consideraciones paleoambientales. Acta Geológica Lilloana 20 (1): 99-112.

Porto, J. C. y Danieli, C. 1974 Geología del Sector NW de Trancas. Provincia de Tucumán. Acta Geológica Lilloana XII: 12: 189-230.

Ramos, V. A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Geología argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29 (3): 41-96

Riggs, E. S. y Patterson, B. 1939. Stratigraphy of Late Miocene and Pliocene deposits of the Province of Catamarca (Argentina) with notes on the faunae. Physis 14: 143-162.

Rovereto, C., 1914. Los estratos araucanos y sus fósiles. Anales del Museo de Historia Natural de Buenos Aires 25: 1-247.

Ruiz Huidobro, O. J. 1972. Descripción geológica de la Hoja 11e, Santa María, provincias de Catamarca y Tucumán. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 134: 1-65.

Sasso, A. 1997. Geological evolution and the hallogenic relationships of the Farallón Negro Volcanic Complex, NW Argentina. Tesis Doctoral Queens University, Kingston, Ontario. 268 pp. Canadá.

Schiuma, M. y Sosa Gómez, J. 2017. Recursos hidrocarburíferos: cuenca de Tucumán y Catamarca. En: Muruaga, C. M. y Grosse, P. (Eds.), Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino: 1080-1105. San Miguel de Tucumán.

Sosa Gómez, J., Mon, R., y Piccioni, L. 1999 Estructura Profunda de la Llanura Tucumana. XIV Congreso Geológico Argentino. Actas I: Salta.

Spagnuolo, C. M., Georgieff. S. M. y Rapalini, A. 2015. Magnetostratigraphy of the Miocene Las Arcas Formation, Santa María Valley, northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences. DOI: 10.1016/j.jsames.2015.07.004

Strecker, M. R.; Cerveny, P.; Bloom, A.L. y Malizia, D. 1989. Late Cenozoic tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: northern Sierras Pampeanas (26°-28°S), Argentina. Tectonics 8 (3): 517-534.

Estratigrafía y paleoambientes de los depósitos del Plioceno de la Cordillera Oriental argentina

Claudia I. GALLI[1], Ricardo N. ALONSO[2], Beatriz L. COIRA[3], Patricio HERRERA OVIEDO[3], Ornela E. CONSTANTINI[3], Andrea BARRIENTOS GINES[4], Juan Pablo VILLALBA ULBERICH[3]

[1] INECOA-CONICET, Instituto de Geología y Minería, Av. Bolivia 1661, (4600) S. S. de Jujuy. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Av. Bolivia 5150, (4400) Salta. Argentina. E-mail: claudiagalli@fibertel.com.ar.

[2] CEGA-CONICET, Universidad Nacional de Salta, Av. Bolivia 5150, (4400) Salta, Argentina. Email: rnalonso@uolsinectis.com.ar.

[3] INECOA-CONICET, Instituto de Geología y Minería, Av. Bolivia 1661, (4600) S. S. de Jujuy, Argentina. E-mail: bcoira2015@gmail.com.

[4] CEGA-UNSa, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Av. Bolivia 5150, (4400) Salta, Argentina. Email: agines@unsa.edu.ar.

RESUMEN

Palabras clave:
Formaciones Piquete
Maimará
Uquía
Mal Paso
San Felipe
Plioceno

Este estudio proporciona los resultados del primer análisis integrado de las cuencas intermontanas del Plioceno en Cordillera Oriental, Noroeste de Argentina. Dentro del área de estudio, se han identificado cuatro cuencas intermontanas principales rellenadas por sedimentos continentales durante todo el período Plioceno, o en algunos casos desde antes, Mioceno superior, como es el caso de la Formación Maimará. El depocentro principal y de mayor extensión areal es la cuenca Piquete, que seguramente formaba varias cuencas intermontanas conectada por ríos de primer, segundo y tercer orden, desarrollada en la Sierra de Zapla, Lesser, Güemes, Rey-Lumbrera, Guachipas y Valle de Lerma. Estas cuencas recibieron sedimentos gruesos conglomerádicas y areniscas con variados espesores. El depocentro en las áreas de cuenca de la Quebrada de Humahuaca estuvo separado de la cuenca Casa Grande-Tres Cruces, antes del Plioceno, debido a Sierra Alta estuvo elevada desde el Eoceno medio, con conexiones parciales durante algún tiempo del Plioceno. En el Oeste, los depósitos son denominados Formación Mal Paso y en el este Formación Maimará y Formación Uquía. El relleno sedimentario Plioceno del Valle Calchaquí se inicia con el desarrollo de grandes conos aluviales que progradan hacia el Oeste, representado por la Formación San Felipe.

ABSTRACT

Keywords:
Piquete
Maimará
Uquía
Mal Paso
San Felipe formations
Pliocene

"Stratigraphy and Palaeoenvironment of Pliocene deposits of Eastern Cordillera, Argentina". This study provides the results of the first integrated study of Pliocene basins in the Northwest Argentina. Within the study area, four main depocentres have been identified where continental sediments accumulated in the Pliocene period. The principal depocentre extends along the Sierra de Zapla, Valle de Lerma and the Subandean Belt. This basin received coarse conglomerates and sandstones with varying thickness called Piquete Formation. The depocentre in the basinal area of the Quebrada de Humahuca was separated of Casa Grande-Tres Cruces basin before Pliocene time, as the Sierra Alta was uplift in Eocene. In the Casa Grande-Tres Cruces basin the deposits are represented by Mal Paso Formation and in the Quebrada de Humahuca by Maimará and Uquía formations. In the Calchaquí Valley sedimentary infilling was represented by a gradual alluvial fan progradation corresponding to the San Felipe Formation.

INTRODUCCIÓN

Los depósitos pliocenos de la Cordillera Oriental se caracterizan por acumularse en cuencas intermontanas desarrolladas en un basamento precámbrico-paleozoico, deformado por los ciclos orogénicos Pampeano, Famatiniano, y una cobertura discordante de edad meso-cenozoica. Los afloramientos del Mesozoico se alinean a lo largo de corredores, enmarcados generalmente por fallas de dirección submeridiana. La sucesión de depósitos del Cenozoico está representada por el relleno sinorogénico de la cuenca de antepaís vinculado con el ciclo orogénico Andino, que comenzó durante el Eoceno medio a superior. Las estructuras relacionadas con el evento tectónico extensional del Mesozoico son fallas normales alineadas en bandas de dirección N-S. Las estructuras compresionales del ciclo Andino son cabalgamientos, fallas inversas y pliegues relacionados con una vergencia predominante hacia el Este.

La Cordillera Oriental comprende una región con rocas metasedimentarias e intrusivas del Proterozoico a Paleozoico inferior (Jezek *et al.*, 1985; Omarini 1983), que fueron deformadas y elevadas a lo largo de fallas de doble vergencia norte-noreste, y fueron además responsables de la deformación de los sedimentos de las cuencas de antepaís e intermontanas del Neógeno (Figura 1; Mon y Salfity, 1995).

El lineamiento del Toro, que es una mega traza de rumbo NO a ESE, separa dentro de la Cordillera Oriental zonas con geología contrastante (Figura 1, Mon *et al.*, 2004; Kley *et al,* 2005). Hacia el Norte, los afloramientos están dominados por rocas del Precámbrico y Paleozoico inferior, sobre las cuales apoyan depósitos del Grupo Orán. Al Sur del lineamiento, en cambio, capas replegadas de la Formación Puncoviscana están cubiertas por estratos del Grupo Salta (Cretácico-Paleoceno), y sobre estos apoyan los del Grupo Orán (Vergani y Starck, 1989).

MARCO ESTRATIGRÁFICO

La Cordillera Oriental presenta al Sur extensos afloramientos de rocas del basamento precámbrico, y de forma irregular depósitos del Mesozoico y Cenozoico (figura 1).

El Paleozoico se compone principalmente de los cuerpos plutónicos, los cuales intruyen al Precámbrico (figuras 1, 2).

La distribución de estas unidades resulta de la superposición de diferentes eventos tectónicos que han afectado a la zona desde el Paleozoico: eventos de deformación del Paleozoico temprano, orogenia ordovícica oclóyica, cuenca de *rift* cretácica del Grupo Salta Rift y orogenia cenozoica andina (Salfity y Marquillas, 1981; Hongn y Becchio ,1999; Becchio *et al.,* 2008).

El basamento paleozoico presenta cuerpos intrusivos como tonalitas y pegmatitas (Tonalita La Viña, Cámbrico), granitos grises y pegmatitas (Granito La Angostura, Granito Alto del Cajón, Ordovícico) y granitos rosados (Granito Pucará, Granito Alto del Cajón, Ordovícico; Toselli y Rossi, 1984; Hongn y Mon, 1999). En el sector oeste de la zona de estudio en el límite Cordillera Oriental – Puna, se reconoce la Sierra de Vázquez (figura 1) compuesta por esquistos sillimaníticos y migmatitas, correspondientes al Complejo Metamórfico Río Blanco (Hongn y Seggiaro, 2001). La continuación norte de esta sierra, está representada por Cumbres de Luracatao (figura 1), formadas por granitoides paleozoicos del borde oriental de la Puna (Complejo Eruptivo Oire) los que se subdivide en dos grupos: a) granitos y granodioritas con pegmatitas y b) granitos y granodioritas milonitizados (Hongn y Seggiaro, 2001).

La cubierta sedimentaria está compuesta por depósitos del Grupo Salta del Cretácico-Paleógeno (Brackebusch, 1883, nom. subst. Turner, 1959) y del Grupo Payogastilla del Paleógeno-Neógeno.

En la zona de Cordillera Oriental los depósitos del Grupo Salta, representado de base a techo por los subgrupos Pirgua (Reyes y Salfity, 1973), Balbuena y Santa Bárbara (Moreno, 1970) se disponen en tres subcuencas: Metán, Alemanía, Pucará-Brealito. El Subgrupo Pirgua representa el relleno de la etapa sinrift y, los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara el relleno de las etapas postrift temprano y tardío, respectivamente (Salfity y Marquillas, 1994; Marquillas *et al.*, 2005). En la subcuenca de Brealito afloran depósitos del Subgrupo Pirgua y del Subgrupo Santa Bárbara; en la subcuenca de Pucará se reconocen solo afloramientos del Subgrupo Pirgua; mientras en el valle Calchaquí, en el sector norte (Tin-Tin) aflora todo el Grupo Salta y hacia el sur (San Lucas) solo el techo del Subgrupo Santa Bárbara.

Los depósitos sinorogénicos del Cenozoico están representados por el Grupo Payogastilla en el Valle Calchaquí y por el Grupo Orán en la zona este de Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y Sistema de Santa Bárbara.

En un principio se pensó que los depósitos sinorogénicos del Grupo Payogastilla representaban las facies proximales, mientras que los depósitos del Grupo Orán representaban las facies distales de la cuenca de antepaís andino (Díaz y Malizzia, 1984).

El Grupo Payogastilla está compuesto por depósitos continentales, de base a techo, conformado por las formaciones Los Colorados (Eoceno Medio-Oligoceno), Angastaco (Mioceno medio a superior), Palo Pintado (Mioceno superior) y San Felipe (Plioceno – Pleistoceno inferior). El Grupo Orán (Russo y Serraiotto, 1978) está subdividido, de base a techo, por el Subgrupo Metán y el Subgrupo Jujuy (Gebhard *et al.,* 1974).

La presencia de estratos de crecimiento y discordancias en los sedimentos sinorogénicos cenozoicos del extremo sur de la Cordillera Oriental demuestra que la deformación migró hacia el este, desde la Puna hasta el Sistema de Santa Bárbara. La migración de la deformación hacia el antepaís en la faja plegada y fallada de los Andes, y la descripción de discordancias y geometrías de crecimiento, tanto en superficie como en subsuelo, están bien documentadas y permite precisar la edad de las estructuras y determinar la distribución de la deformación a lo largo del tiempo en la cuña orogénica. La evolución estructural de la zona fue controlada principalmente por la inversión de las cuencas extensivas del *rift* cretácico del Grupo Salta, que se superpone a la migración general de la deformación hacia el antepaís, para algunos autores en una cuenca de “antepaís fragmentada” y para otros en un “sistema de cuenca de antepaís” (Carrera y Muñoz, 2008 y 2013; Hongn *et al*, 2011; Strecker *et al*., 2012). El sistema imbricado de cabalgamientos de la parte occidental de la Cordillera Oriental, a pesar de ser vergente hacia el Oeste, se desarrolló hacia el antepaís durante el Mioceno medio-superior dando lugar a un sistema de cabalgamientos de bloque superior (fuera de secuencia). La velocidad de propagación de los cabalgamientos aumentó en el Mioceno superior- Plioceno inferior cuando se desarrolló la parte oriental de la Cordillera Oriental. Durante este estadio, en la Cordillera Oriental se observa una deformación generalizada dando lugar a un sistema sincrónico de cabalgamientos. Posteriormente, la deformación estuvo restringida a la parte oriental. Finalmente, durante el Pleistoceno-Holoceno, la deformación afectó una zona más amplia, incluyendo toda la Cordillera Oriental y el Sistema de Santa Bárbara, reactivando los cabalgamientos desarrollados con anterioridad (Carrera y Muñoz, 2008).

Formación Piquete

La Formación Piquete (Gebhard *et al.*, 1974) tiene amplia distribución areal en la zona del Sistema de Santa Bárbara y Sierra de Zapla (Figura 2). Su localidad tipo se halla en las márgenes del río Las Cañas, afluente izquierdo del río Juramento, a la altura de la localidad de El Galpón (Salta).

Está constituida por areniscas pardo rojizo pálido, muy finas hasta gruesas, cuarzosas, arcillosas a limolíticas en parte. Alternan lentes y bancos de conglomerados polimícticos, con rodados de calizas, además de cuarcitas, cuarzo, y escasas tobas y arcilitas (figura 3, Gebhard *et al*., 1974).

El techo de esta unidad está siempre erosionado. Guarda una relación de discordancia con la Formación Guanaco, infrayacente, de la cual se diferencia generalmente por poseer clastos de la Formación Yacoraite.

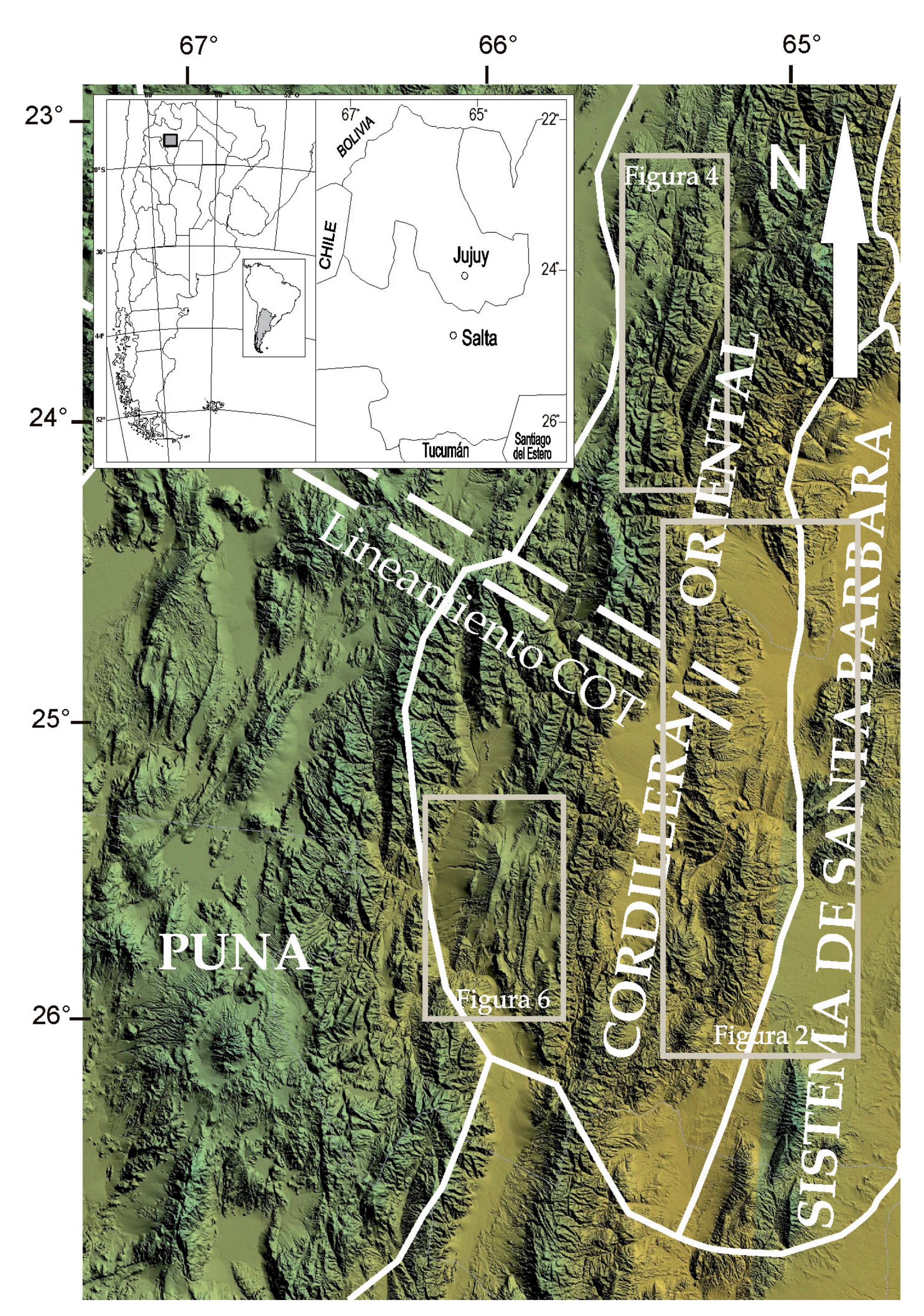


Figura 1. Mapa de ubicación regional de las cuencas del Plioceno. Figura 2: Ubicación del sector Sur-Este de Cordillera, Figura 4: Ubicación cuencas de Tres Cruces-Casa Grande y cuenca Humahuaca, Figura 6: Ubicación del Valle Calchaquí-Tonco-Amblayo.

Los datos de espesores medidos son considerados parciales en virtud de que su techo no aflora. En el río de Las Cañas es 870 m, en el arroyo González 830 m, en la quebrada Piquete 400 m y en el río Guanaco 195 metros.

Los depósitos pliocenos de la Formación Piquete se acumularon como consecuencia de la fuerte estructuración que produjo el levantamiento de Sierras Subandinas, Sistema de Santa Bárbara y parte de Cordillera Oriental, con la conformación de cuencas intermontanas, como el Valle de Lerma y El Valle de Siancas. La distribución de los mayores espesores de la Formación Piquete, se encuentran en estos valles (Starck y Vergani, 1996).

La Formación Piquete yace en discordancia erosiva o paraconformidad sobre los depósitos de la Formación Guanaco en el Sistema de Santa Bárbara (Cristallini *et al*., 1997) y en otras áreas está separada por una discordancia angular, como en Cordillera Oriental (González Villa, 2002; Carrera y Muñoz, 2008).

Estudios paleomagnéticos y edades de trazas de fisión en apatitas de una toba (Coronel Moldes) dieron en la sección basal de esta unidad, una edad de 5 Ma (Reynolds *et al*., 1994; 2000). En el tercio superior fue datada una toba en 1,3 $\pm$ 0.2 Ma (Malamud *et al*., 1995).

La sección tipo de la Formación Piquete se encuentra en el río Las Cañas, departamento Anta, provincia de Salta. En el sector oriental de la Sierra de Santa Bárbara, se observa buena calidad de afloramientos en cercanías del Parque El Rey. En el sector occidental de la Sierra de Zapla alcanza espesores de aproximadamente 2000 m (arroyo Tunalito y río Los Alisos) y presenta el registro de niveles de tobas blanquecinas finas vitrocristalinas riodacíticas a dacíticas con espesores de 1,80 a 3 m en el río Tunalito y 0,80-0,40 m en el río los Alisos.

La Formación Piquete está compuesta por conglomerados pardo-rojizos, matriz soporte, con clastos de 1 a 50 cm de diámetro, con gradación normal y entrecruzamientos. En estos depósitos hay menor participación de tobas que en la Formación Guanaco y mayor participación de clastos del Grupo Salta. Intercalan areniscas gruesas a muy gruesas y conglomerádicas, pardo-rojiza, macizas o con laminación paralela, en estratos cuneiformes o tabulares muy gruesos (figura 3a).

Paleoambiente.— La Formación Piquete está relacionada con una serie de conos aluviales de limitadas dimensiones, distribuidos en los flancos de las depresiones estructurales y dominadas por flujos de detritos. Estos conos habrían tenido mayor desarrollo en el sector oriental y alejados a los frentes de corrimientos se habrían desarrollado llanuras de inundación con pequeños sistemas lacustres (Figura 3b; González Villa, 2002).

Dominan facies conglomerádicas macizas de depósitos hiperconcentrados y facies de areniscas macizas acumuladas por corrientes efímeras. En el sector norte, en la Sierra de Zapla, intercalan limolitas y calizas depositadas en pequeños sistemas lacustres (ej. Arroyo Tunalito, González Villa, 2002).

Los conglomerados de la Formación Piquete contienen rodados de calizas de la Formación Yacoraite, característica que en una primera etapa permitió distinguirla de la Formación Guanaco; sin embargo, esta cualidad no es una herramienta válida para diferenciarlas, debido a que en algunos sectores se reconocen clastos de calizas

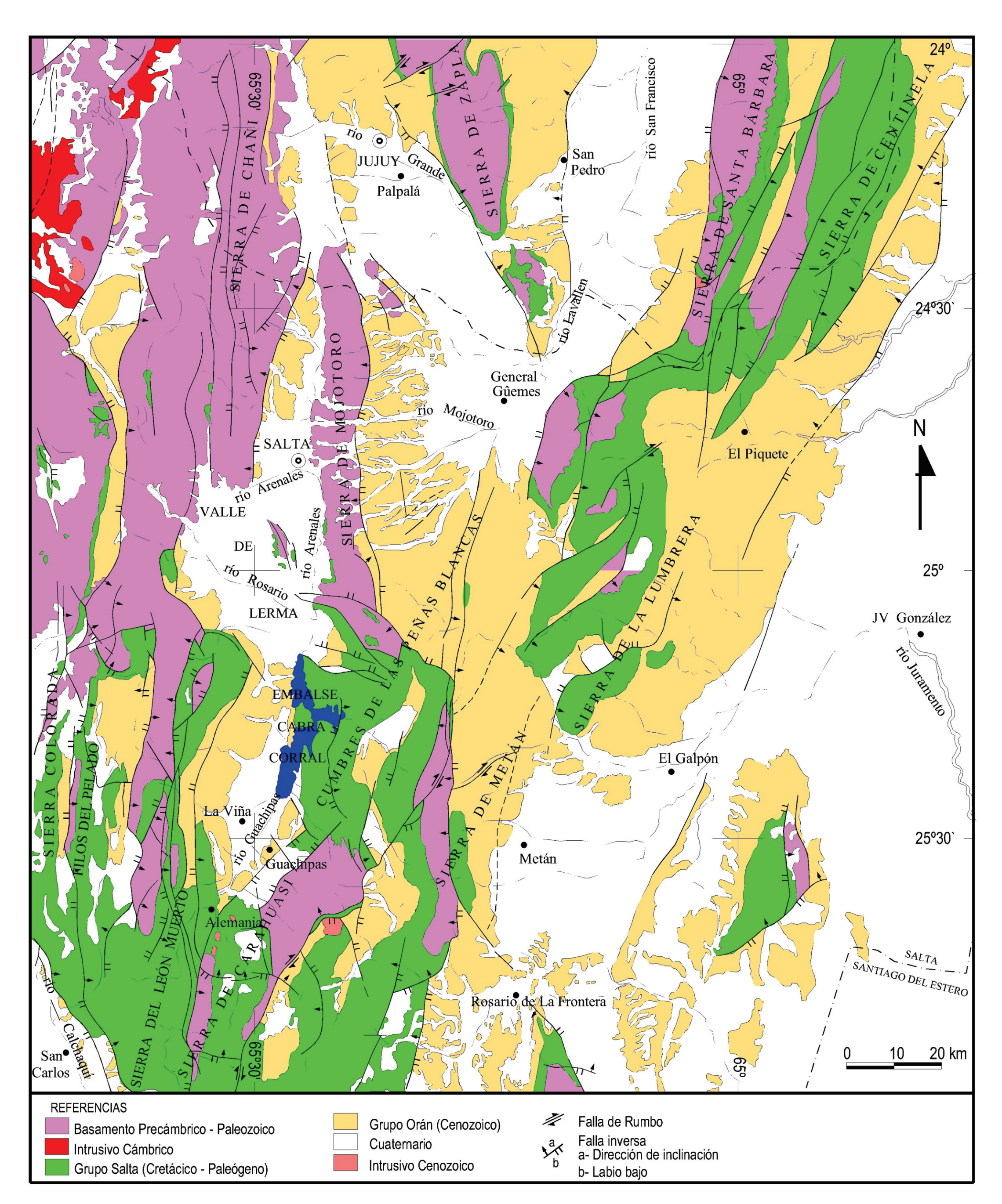


Figura 2. Mapa de ubicación de los afloramientos del Grupo Orán y de los depósitos de la Formación Piquete (Tomado de Fernández Garrasino, 1984).

de la Formación Yacoraite también en la Formación Guanaco (figura 3, González Villa, 2002).

El contenido paleontológico de la Formación Piquete es muy limitado y comprende restos fragmentarios de vertebrados entre los que se destacan roedores abrocómidos y placas de dasipódidos (Alonso *et al.*, 1982).

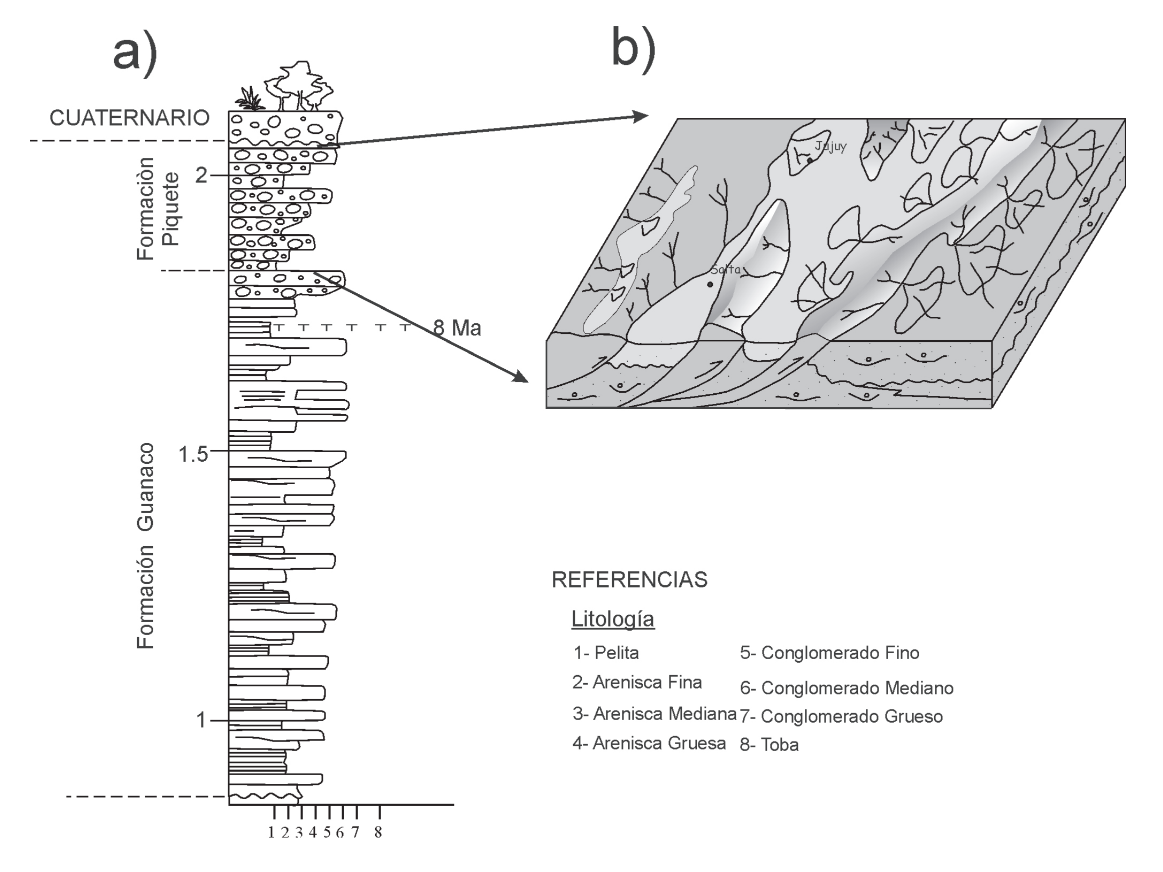


Figura 3. a) Columna estratigráfica generalizada de la Formación Piquete, b) Block diagrama representando el paleoambiente sedimentario de la Formación Piquete (González Villa, 2002).

Formación Maimará, Formación Uquía (Quebrada de Humahuaca) – Formación Mal Paso (Tres Cruces y Valle de Casa Grande)

En la Quebrada de Humahuaca los afloramientos de la Formación Maimará se encuentran distribuidos en escamas tectónicas, desde el sur de Tilcara hasta la localidad de Purmamarca, sin base expuesta con el basamento (figura 4).

La Formación Maimará (Salfity *et al.*, 1984) está restringida al sector central y sur de la Quebrada de Humahuaca, no aflorando su base y está constituida por una serie de entre 35 y 400 m de areniscas y conglomerados con intercalaciones de tobas blancas (Figura 5a). Los niveles más arenosos cercanos a la base suelen tener paleosuelos mal desarrollados. Los depósitos están ordenados en una secuencia estrato y granocreciente. La Formación Uquía (Castellanos, 1950), tiene carácter local quedando restringida al sector centro-norte de la Quebrada de Humahuaca, entre las localidades de Coctaca y Huacalera. Está constituida por unos 70 a 100 m de areniscas de grano fino de tonos blanco amarillentos, con intercalaciones de conglomerados y niveles de tobas. Hasta hace algunos años, para algunos autores, la Formación Maimará interdigitaba lateralmente, hacia el norte, con la Formación Uquía, mientras que para otros es de edad mamífero Huayqueriense (Mioceno tardío, Reguero y Candela, 2008). La Formación Uquía ha provisto un interesante registro fosilífero de vertebrados que documenta un gran evento ocurrido durante el Plioce-

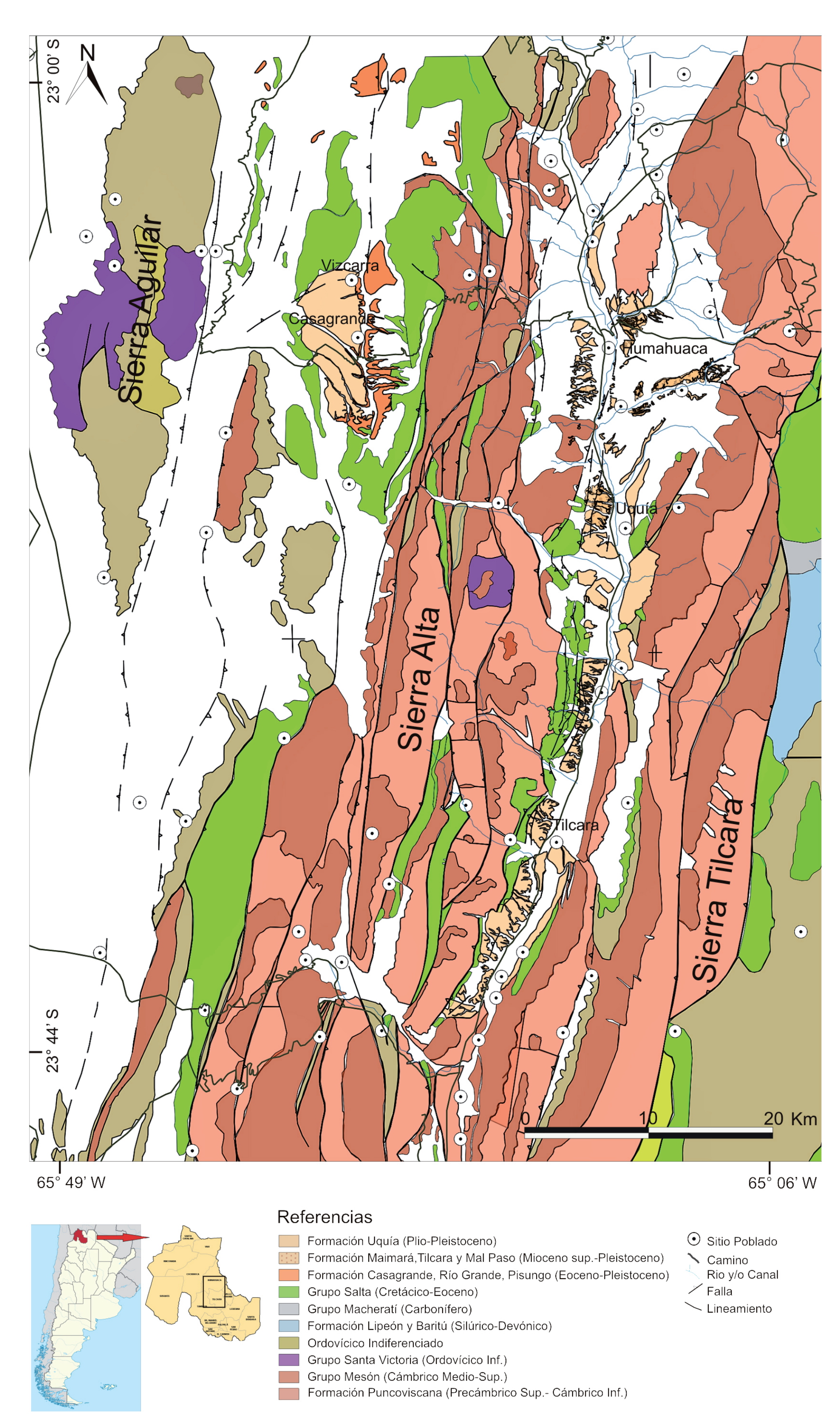


Figura 4. Mapa de ubicación de los afloramientos de la Formación Maimará, Formación Uquía (Quebrada de Humahuaca) y Formación Mal Paso (Tres Cruces y Valle de Casa Grande) (Base tomada de González *et al*., 2003).

no y el Pleistoceno temprano que está directamente vinculado al Gran Intercambio Biótico en América del Sur (GIBA, Reguero *et al.,* 2007; Reguero y Candela 2008, 2011). Estos autores, en base al análisis de registros fósiles de vertebrados proveen información sobre las condiciones paleoambientales; como Erethizon (Reguero *et al*., 2007), *Hydrochoeropsis dasseni* y un diente de cocodrilo, los cuales indican condiciones subtropicales a tropicales bajo climas húmedos y cálidos sugiriendo habitats abiertos con cuerpos de aguas lénticos.

Pingel *et al*. (2013) en base a la datación (U-Pb en zircón) de niveles de tobas intercaladas en la Formación Maimará en la Quebrada de Humahuca acotó los depósitos de la Formación Maimará entre 5.92 y 4.18 Ma, datos coincidentes con la edad Ar/Ar en biotita determinada por Galli *et al*. (2016) en un nivel piroclástico de la sección media de dicha Formación en la localidad de Maimará. Por otra parte, Pingel *et al*. (2014) en base a la variación en la composición isotópica de hidrógeno en vidrios volcánicos de dichas tobas y de niveles piroclásticos intercalados en depósitos neógeno-cuaternarios de la cuenca de Humahuaca, concluyen que existen dos tendencias principales que acompañan los eventos tectosedimentarios de la cuenca de Humahuaca. Entre 6,0 y 3,5 Ma, los resultados de δD están asociados con la elevación de superficie del área de aporte (Sierra Alta, Oeste). Después de 3,5 Ma, los valores δD muestran un enriquecimiento abrupto en deuterio, lo que es interpretado como una nueva elevación y además un bloqueo para el transporte de humedad en el Este (Sierra de Tilcara, este), y la aparición de condiciones semiáridas de la cuenca. Tales barreras orográficas a lo largo de los flancos orientales de los Andes Centrales han impedido el trasporte de humedad hacia el interior orogénico; y ha ayudado a mantener la aridez interna.

Según estudios tectónicos, estratigráficos y paleomagnéticos, se establece una edad para la Formación Maimará entre ~7 y 3,5 Ma (Galli *et al*., 2016). Estos depósitos están caracterizados por un primer estado o sección basal de la Formación Maimará dominada por tectonismo y subsidencia en la cuenca, y genera un control en el estilo fluvial, espesor y paleocorrientes. La Sierra Alta ubicada al oeste fue reactivada a los 7 Ma con un incremento en la tasa de acomodación (0,266 mm/a). Los depósitos están caracterizados por sistemas fluviales efímeros, que comprenden llanuras de inundación, depósitos inconfinados de areniscas laminadas y canales multiepisódicos (Galli *et al*., 2016). La proveniencia de los depósitos basales de la Formación Maimará está dominado por areniscas cuarzosas, con abundante líticos de vidrio volcánico, clastos del basamento Precámbrico, Cámbrico, Ordovícico, localizado al oeste de la cuenca. La edad de la base de estos depósitos, según datos paleomagnéticos es ~7 a 6.4 Ma (figura 5a; Galli *et al*., 2016).

El segundo estado o parte superior de la Formación Maimará comprende un depósito de un sistema fluvial perenne entrelazado y la proveniencia de las areniscas está dominada por clastos de cuarcita, rocas sedimentarias; y conglomerados con clastos proveniente de rocas del Precámbrico, Cámbrico, Ordovícico y Cretácico-Paleógeno. La edad de la sección media es 6.4 Ma a 4.8 Ma, y se establece un decrecimiento de la tasa de acumulación a 0.11 mm/a (Galli *et al*., 2016). Este intervalo corresponde a un período de tranquilidad tectónica

Los niveles piroclásticos intercalados en la Formación Maimará brindan por otra parte, en base a sus distintivas características geoquímicas, información respecto a su proveniencia. Dentro de ellos se pueden diferenciar dos grupos en base a sus distintas filiaciones de arco, así como condiciones de presión en sus fuentes. El mejor representado muestra características geoquímicas comparables a los registros explosivos de las calderas Guacha, la Pacana y Pastos Grandes, que están situadas a 200 y 230 km al oeste de la zona de estudio (22º-23º30' LS). Los miembros del segundo grupo son químicamente similares a la Ignimbrita Merihuaca proveniente de la Caldera Cerro Galán localizada a 290 km al Sud-Sudoeste (Galli *et al.*, 2016).

En base al análisis de proveniencia de zircones detríticos de la Formación Uquía (cuenca de Humahuaca) y su equivalente temporal Formación Mal Paso (Fernández *et al.*, 1973; Plioceno superior – Pleistoceno inferior; Galli *et al.*, 2015), en el valle de Casa Grande al este, sumado a dataciones U-Pb de niveles piroclásticos y una columna paleomagnética en la cuenca de Humahuaca, Streit *et al.* (2015) indican una pérdida progresiva de la conectividad fluvial de la cuenca de Casa Grande con la cuenca de Humahuaca aguas abajo entre 3 y 2,1 Ma, lo que resulta en el aislamiento de la cuenca Casa Grande entre los 2,1 Ma a y los <1,7 Ma, restableciéndose la conectividad fluvial a los ~ 0,8 Ma. Este episodio de aislamiento de la cuenca se atribuye a la elevación de la Sierra Alta.

La Formación Mal Paso en la cuenca de Casa Grande, está compuesta de depósitos de 120 m de espesor del Plio-Pleistoceno, que se encuentran en discordancia con las areniscas

de la Formación Casa Grande (Eoceno-Oligoceno, Boll y Hernández, 1986). Estos depósitos poseen un nivel toba en la base con una edad de 3,74 ± 0,04 Ma y otro nivel en el techo de 0,80 ± 0,02 Ma (Streit *et al.*, 2015). Está compuesto de litofacies conglomerádicas finas a gruesas, con estratificaciónparalela, entrecruzamientos y macizas, con bases canalizadas. El estudio paleoambiental, proveniencia, su distribución areal y evolución está en proceso.

Paleoambiente Formación Maimará.— El depósito de la Formación Maimará en conjunto (figura 5a) muestra tres elementos arquitecturales: i) en la base caracterizado por depósitos de vaques macizas con algunas intercalaciones de conglomerados; ii) sección media con conglomerados canalizados con geometría lenticular (CHm, techo del perfil Maimará, figura 5a) y iii) otra arquitectura en el techo del depósito, perfil Huichaira sur, con vaques en mantos con geometría tabular de gran extensión lateral (LS) asociadas a desarrollo de planicie de inundación (FF) (figura 5a). Limitados por superficies erosivas, con frecuentes conglomerados intraformacionales fangosos y niveles de pelitas con grietas de desecación y nódulos de yeso (FF). En base a la asociación de litofacies, jerarquía de contactos y evolución vertical se han definido elementos arquitecturales y sistemas fluviales para los depósitos de la Formación Maimará. De base a techo se reconoce un "Sistema Fluvial Efímero", "Sistema Fluvial Entrelazado Profundo" y un "Sistema Fluvial Efímero Medio a Distal" (Galli *et al.*, 2016).

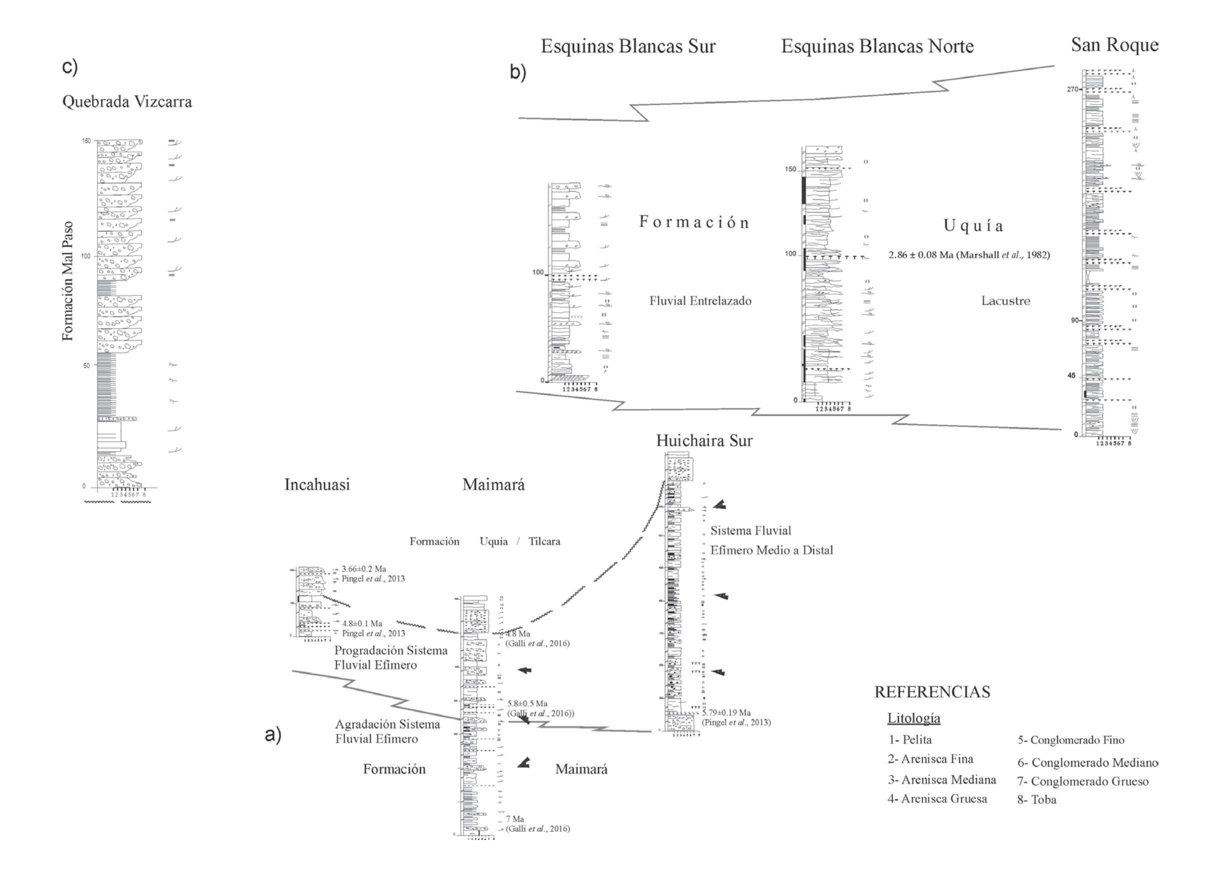


Figura 5. a) Columna estratigráfica generalizada de la Formación Maimará, b) Formación Uquía (Quebrada de Humahuaca) y c) Formación Mal Paso (Tres Cruces y Valle de Casa Grande).

Sistema fluvial efímero.— Ha sido identificado en los depósitos basales de la Formación Maimará, (figura 5a) en la localidad de Maimará. Se inicia con facies de areniscas medianas a gruesas, macizas (Am), algunos estratos presentan clastos de grava angulosos (Amc), en estratos individuales de 1,5 a 2 metros de espesor, con bases erosivas. Intercalan frecuentes depósitos de conglomerados macizos (Cmm) y con gradación inversa y normal (Cmg). Estas acumulaciones conforman formas de lecho (SB) intercaladas con depósitos de flujo de gravedad (SG), las cuales han sido interpretados como acumulaciones de flujos efímeros (Galli *et al*., 2016).

Sistema Fluvial Entrelazado Profundo.— Este sistema fluvial ha sido identificado en los depósitos de la sección media de la Formación Maimará, localidad de Maimará (figura 5a). Está compuesto por cuerpos lenticulares y cuneiformes, con relleno monoepisódico y multiepisódico, de más de 20 m de ancho y 5 a 8 m de potencia que están conformados por conglomerados macizos o imbricados (Cmm, Ci), cuya superficie basal fue interpretada como de una jerarquía equivalente al 5° orden de Miall (2006). La sucesión comienza con base erosiva, cóncava o irregular a la que se asocian conglomerados de la litofacies Chi y Cmg. Las paleocorrientes medidas en este elemento arquitectural a partir de clastos imbricados indican flujos con una dispersión que varían entre SW y WSW.

Estos canales rematan con areniscas macizas y laminadas (Sm y Sl) y con areniscas con estratificación entrecruzada planar y en artesa (Sp y St), desarrolladas por la migración de formas de lecho arenosas bi y tridimensionales en la parte superior de las barras (Miall 2006) y conforman los elementos SB y DA. Algunas facies de paleosuelos presentan una poco usual estructura sedimentaria orgánica como "bolas de escarabajos" (Alonso *et al.*, 1982).

Sistema Fluvial Efímero Medio a Distal.— Este sistema fluvial ha sido identificado en los depósitos del tope de la Formación Maimará, localidad Huichaira Sur. Está caracterizado por la abundancia de litofacies de areniscas gruesas a finas y en menor proporción conglomerados. En la base se distinguen cuerpos lenticulares o cuneiformes de areniscas macizas, con laminación tangencial y laminar (Al-Am-At), con escasas intercalaciones de conglomerados macizos y granodecrecientes (Cmg-Cmm), limitados por superficies de 4° y 5° orden y han sido identificados como canales multiepisódicos (elemento CHm).

Estos depósitos canalizados culminan con litofacies de vaques y areniscas mantiformes de gran extensión lateral, con superficies basales erosivas, interestratificadas con depósitos pelíticos laminados (Pl), con grietas de desecación (Pgr) y niveles de yeso y nódulos de yeso alabastrino (Am, Pgr), limitados por superficies de 4° orden (Galli *et al.*, 2016).

Paleoambiente Formación Uquía.— Está constituida por unos 70 a ~ 700 m de areniscas de grano fino, pelitas y conglomerados blancos amarillentos y pardo claro, con intercalaciones de niveles de tobas con espesores variables, acumulados bajo condiciones climáticas más benignas que la Formación Maimará, en un sistema fluvial entrelazados, asociado a abanicos aluviales y en algunos sectores a acumulaciones lacustres (figura 5b; Galli *et al.*, 2014; Herrera Oviedo *et al.*, 2015). Estudios de detalle sobre las características y evolución paleoambiental, como así también de proveniencia de la Formación Uquia están en realización.

Paleoambiente Formación Mal Paso.— Hasta el presente no hay un análisis paleoambiental en detalle de los depósitos de la Formación Mal Paso, se lo está realizando en la actualidad. El relleno de la cuenca consiste en estratos en su mayoría fluvial con algunas intercalaciones lacustres (Streit *et al.*, 2015). La arquitectura fluvial de los depósitos se caracteriza por asociaciones de litofacies, de base a techo, se distinguen dos ciclos (figura 5c). El primero es granodecreciente y estratodecreciente, con conglomerados medianos a gruesos con estratificación paralela (Cm) y entrecruzamientos (Ct) bases erosivas y formas canalizadas que conforman barras longitudinales rellenando canales menores. Asociados a litofacies de areniscas laminadas y pelitas con laminación ondulítica (Al y Pc). El ciclo superior está compuesto de un depósito granocreciente y estratocreciente de litofacies de conglomerados medianos a muy gruesos (Cm y Ct), con escasos niveles de areniscas intercaladas (figura 5c).

Formación San Felipe
(Grupo Payogastilla – Valle Calchaquí)

La Formación San Felipe (Díaz, 1987; Díaz y Malizzia, 1983) está caracterizada por facies conglomerádicas, con clastos imbricados en canales de baja sinuosidad, que conforman un sistema de abanico fluvial entrelazado, que progresivamente cambia a un sistema fluvial entrelazado gravoso con canales poco profundo (Galli y Reynolds, 2012).

Los depósitos de la Formación San Felipe (techo del Grupo Payogastilla) se encuentran afectados por numerosas fallas y pliegues que afectan su espesor, que es mayor a 600 metros. Los afloramientos se encuentran bien expuestos en la quebrada Salta y en la quebrada San Miguel (figura 6). El pasaje entre la Formación Palo Pintado y la Formación San Felipe es neto y concordante, evidenciado por la brusca aparición de conglomerados muy gruesos, granosoporte, con clastos imbricados y en menor proporción areniscas y pelitas. Dentro de los fósiles encontrados se tiene placas de gliptodonte y vértebras de mamífero (edentado, Díaz *et al*., 1989). Presenta niveles de tobas vítreas de composición traquiandesítica de hasta 2 m de espesor. Sus características geoquímicas que evidencian condiciones magmáticas a mayores presiones que las de los niveles piroclásticos registrados en las formaciones Angastaco y Palo Pintado así como una mayor contaminación cortical, han permitido discriminar entre ellas resultando muy útiles como trazadores estratigráficos (Coira *et al*., 2014). Por otra parte, la similitud de sus características geoquímicas con las de las ignimbritas emitidas por la Caldera del Cerro Galán ha permitido postular como potencial centro emisor a dicha estructura volcánica (Coira *et al*., 2014), activa dentro del lapso temporal de los registros piroclásticos de La Formación San Felipe datados en 5,17, 4,04, 3,28 Ma (Bywater-Reyes *et al.* 2010, U/Pb zircón) y hacia su techo en 2,3 Ma (Carrapa *et al.*, 2011, U/Pb zircón).

Bywater-Reyes *et al*. (2010) analizan los depósitos del techo de la Formación Palo Pintado y la Formación San Felipe evaluando la tasa de sedimentación. Indican que la edad de aparición de los conglomerados de la Formación San Felipe es a los 5,2 Ma y que la tasa de sedimentación no cambia significativamente entre ambas formaciones (0,32 techo Formación Palo Pintado a 0,34 mm/a base Formación San Felipe), aumentando hacia el techo de la Formación San Felipe (1,6 mm/a) a los 4 Ma (Formación San Felipe superior) y que además a esta edad hay un cambio en la dirección de las paleocorrientes asociadas a clastos derivados de la sierra de Los Colorados. Concluyen que el control principal no es tectónico sino climático.

Paleoambiente.— La Formación San Felipe está caracterizada por depósitos conglomerádicos, acumulados en canales de baja sinuosidad en donde dominan barras gravosas, profundidades de aproximadamente 0.7 metros. Las acumulaciones son de forma tabular, presentan numerosas superficies menores de erosión interna y depósitos de corrientes tractivas (Facies de conglomerados macizos granodecreciente Cmg, conglomerados con clastos imbricados Ci). Presenta canales abandonados en el estado bajo de flujo y son rellenados por lentes de arena y conforman los elementos de formas de lecho arenosa, los cuales se encuentran subordinados.

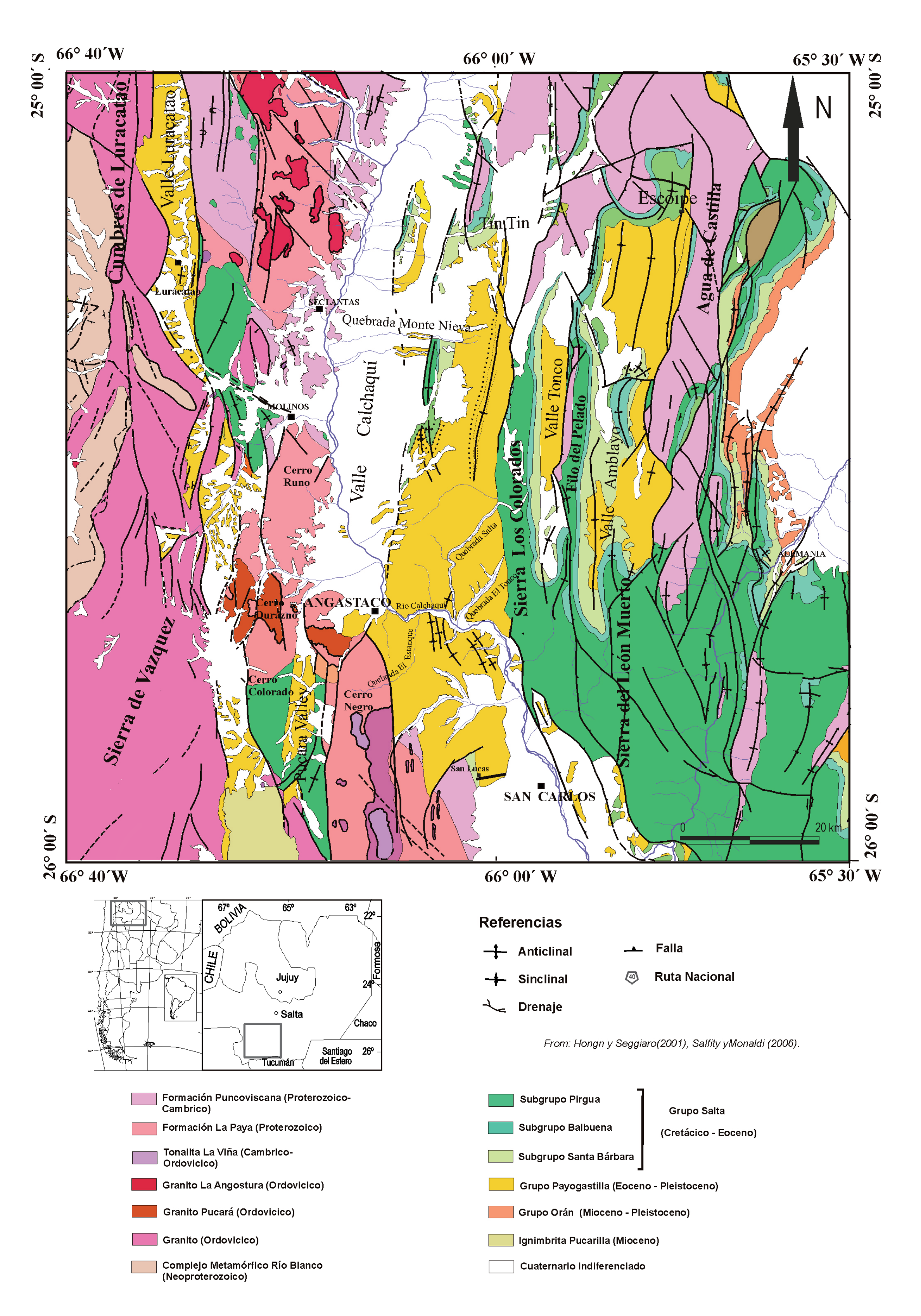


Figura 6. Mapa de ubicación de los afloramientos del Grupo Payogastilla (Eoceno medio – Plioceno).

Las facies conglomerádicas son espesas, con dimensiones mayores de 7 m, con depósitos multiepisódicos formados en depósitos de abanicos aluviales distributarios gravoso-dominados (Miall, 2006). Las características de los conglomerados son: buena selección, escasa matriz, buen redondeamiento de los clastos e imbricados, en estratos tabulares muy gruesos de 2 hasta más de 7 m de potencia, constituyendo depósitos de barras longitudinales (Facies de conglomerados imbricados Ci). También presenta conglomerado mal seleccionados, clasto sostén, caóticos de flujos de detritos no cohesivos (Facies Cmg) y wackes macizas (Facies Vm) de flujos densos (figura 7b).

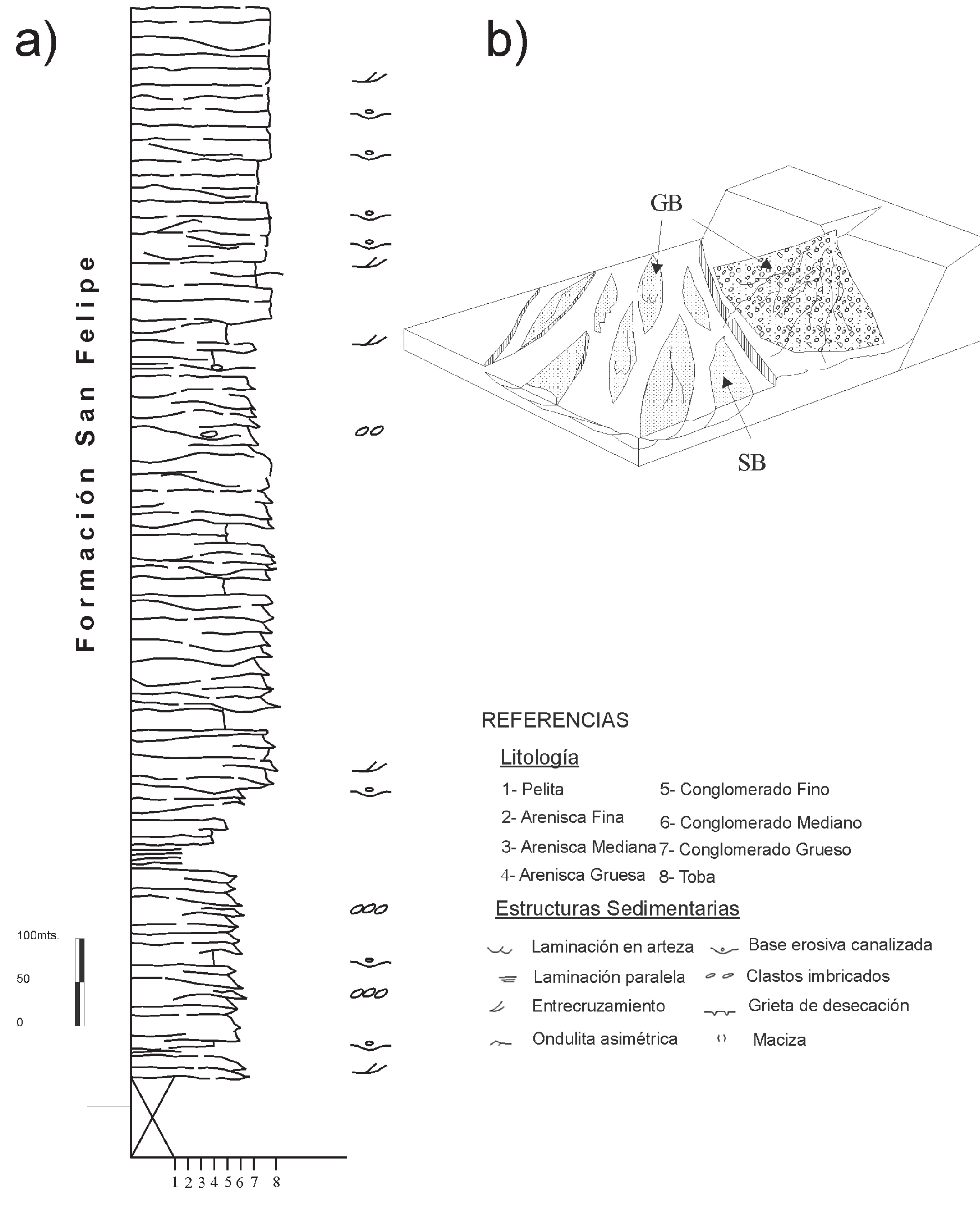


Figura 7. a) Columna estratigráfica generalizada de la Formación San Felipe (Tope Grupo Payogastilla), b) Block diagrama representando el paleoambiente sedimentario de la Formación San Felipe.

En base a estas características la Formación San Felipe se habría depositado en un ambiente fluvial entrelazado gravoso asociado a abanico fluvial entrelazado (Galli *et al.*, 2012 y 2014).

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue financiado por UNSa (CI-UNSa – 2287 y 1966), AGENCIA (PICT 2012-1984), y UNJu (SECTER-UNJu - E08/033 y E08/030). Los autores agradecen la edición final de los gráficos contenidos en este manuscrito realizado por el Geól. Victor Bercheñi (CI-UNSa-2287). Al Dr. Gilberto Aceñolaza un agradecimiento especial por la evaluación realizada.

BIBLIOGRAFÍA

Alonso, R. N., González, C. E. y Pelayes, H. A. 1982. Hallazgo de roedores y nidos de escarabeidos en el Terciario Superior de la Sierra de Vaqueros, Salta, República Argentina: Revista del Instituto de Ciencias Geológicas 5: 1-3.

Becchio, R., Sola, A. y Chocobar, R. 2008. Metamorfismo de alto grado y magmatismo granítico asociado durante el Paleozoico Inferior, Sierra de Molinos, Valles Calchaquíes, Salta. XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy. Asociación Geológica Argentina y SEGEMAR, San Salvador de Jujuy.

Boll, A. y Hernández, R. 1986. Interpretación estructural del área Tres Cruces. Boletín de Informaciones Petroleras 3: 2-14.

Brackebusch, L. 1883. Estudio sobre la Formación Petrolífera de Jujuy. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba Boletín 2: 137-184.

Bywater-Reyes, S., Carrapa, B., Clementz, M. y Schoenbohm, L. 2010. Effect of late Cenozoic aridification on sedimentation in the Eastern Cordillera of northwest Argentina (Angastaco basin). Geology 38: 235-238.

Carrera, N. y Muñoz, J. A. 2008. Thrusting evolution in the southern Cordillera Oriental (northern Argentine Andes): Constraints from growth strata. Tectonophysics 459: 107-122. doi:10.1016/j.tecto.2007.11.068.

Carrera, N. y Muñoz, J. A. 2013. Thick-skinned tectonic style resulting from the inversion of previous structures in the southern Cordillera Oriental (NW Argentine Andes). En Nemcok, M., Mora, A. R. y Cosgrove, J. W. (Eds), Thick-Skin-Dominated Orogens: From Initial Inversion to Full Accretion. Geological Society, London, Special Publications, 377, http://dx.doi.org/10.1144/SP377.2.

Castellanos, A. 1950. El Uquiense. Sedimentos neógenos de Uquía (Senador Pérez) de la Provincia de Jujuy (Argentina): Rosario, Universidad Nacional del Litoral, Facultad de Ciencias Matemáticas, Físico-Químicas y Naturales, Serie Técnico-Científica 36: 1-56.

Coira, B., Galli, C. I, Mahlburg Kay, S., Kay, R. W. y Flores, P. 2014. Niveles piroclásticos como herramientas de correlación en los depósitos cenozoicos del Grupo

Payogastilla, Valles Calchaquí, Tonco y Amblayo, en el noroeste de Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 71 (2): 147-160

Cristallini, E., Comínguez, A. H. y Ramos, V.A. 1997. Deep structure of the Metán-Guachipas region: Tectonic inversion in Northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences 10 (5-6): 403-421.

Díaz, J. 1987. Estratigrafía y Sedimentología del Terciario Superior de la región comprendida entre los valles de los ríos Calchaquí y Guachipas, provincia de Salta, República Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Tucumán (inédito), 122 p., San Miguel de Tucumán.

Diaz, J. I. y Malizzia, D. C. 1983. Estudio geológico y sedimentológico del Terciario Superior del valle Calchaquí (departamento de San Carlos, provincia de Salta). Boletín Sedimentológico 2: 8-28.

Díaz, J. y Malizzia, D. 1984. Estudio geológico y sedimentológico del Terciario Superior del valle Calchaquí (Dpto. San Carlos; Salta), Boletín Sedimentológico 2: 8-28.

Fernández Garrasino, C., Gebhard J. y Narciso, V. 1984. Mapa geológico del Noroeste argentino, 1:500.000. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 208-210, Buenos Aires.

Fernández, J., Bondesio, P. y Pascual, R. 1973. Restos de *Lepidosiren paradoxa* (Osteichthyes, Dipnoi) de la Formación Lumbrera (Eoceno, ¿Eógeno?) de Jujuy. Ameghiniana 10: 152-171.

Galli, C. I., Vides, M. E. y Reynolds, J. H. 2012. Control tectónico y climático en la composición de los depósitos de la Formación Palo Pintado (Mioceno superior) en el río Calchaquí, provincia de Salta, Argentina. XIII Reunión Argentina de Sedimentología. Actas 1: 20, Salta.

Galli C. I., Coira B., Alonso R., Reynolds J., Matteini M. y Hauser, N. 2014. Evolución de la cuenca de antepaís Cenozoica del Grupo Payogastilla, en los valles Calchaquí, Tonco y Amblayo, noroeste Argentina". IXX Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 22-23, Córdoba.

Galli, C. I., Coira, L. B., Alonso, R. N. y López Steinmetz, R. L. 2014. Los depósitos de las formaciones Maimará y Uquía (Mioceno superior-Pleistoceno) de la Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy. IXX Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 55-56. Córdoba.

Galli, C. I., Coira, B. L. Alonso, R. N., Villalba Ulberich. J. P. y Herrera Oviedo, E. P. 2015. La Cuenca de Antepaís Cenozoica de Casa Grande, Provincia de Jujuy. III Simposio del Mioceno Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina. Actas 1: 17. Corrientes.

Galli, C. I., Ramírez, A., Barrientos, C., Reynolds, J., Viramonte, J. G. y Idleman, B. 2008. Estudio de proveniencia de los depósitos del Grupo Payogastilla (Mioceno Medio-Superior) aflorantes en el río Calchaquí, provincia de Salta, Argentina. XVII Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 353-354, Jujuy.

Galli, C. I., Ramírez, A., Reynolds, J., Viramonte, J. G., Idleman, B. y Barrientos, C., 2011-a. Proveniencia de los depósitos del Grupo Payogastilla (Cenozoico), río Calchaquí, provincia de Salta, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 68: 263-278.

Galli, C. I., Anzotegui, L. M., Horn, M. Y. y Morton, L. S. 2011-b. Paleoambiente y paleocomunidades de la Formación Palo Pintado (Mioceno-Plioceno), Provincia de Salta, Argentina. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 28: 161-174.

Galli, C. I. y Reynolds, J. H. 2012. Evolución paleoambiental del Grupo Payogastilla (Cenozoico) en el valle Calchaquí – Tonco, provincia de Salta, Argentina. En: Marquillas, R. A., Sánchez, C. y Salfity, J. A. (Eds.), Relatorio de la XIII Reunión Argentina de Sedimentología: 67-80. Salta. SCS Publisher.

Galli, C. I., Coira, B., Alonso, R. N., Iglesia Llanos, M. P., Prezzi, C. B. y Kay, S. M. 2016. Tectonostratigraphic history of the Neogene Maimará basin, Northwest Argentina, Journal of South American Earth Sciences, 52: 234-259. doi: 10.1016/j.jsames.2016.09.007.

Galli, C. I., Coira, B. L., Alonso, R. N., Matteini, M. y Hauser, N. 2014. Evolución tecto-sedimentaria del Grupo Payogastilla y su relación con el arco volcánico del Cenozoico, en los valles Calchaquí, Tonco y Amblayo, provincia de Salta, Argentina. Acta Geológica Lilloana 26 (1): 30-52.

Gebhard, J., Giudici, A. R. y Oliver Gascon, J. 1974. Geología de la comarca entre el río Juramento y arroyo Las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 29 (3): 359-375.

González Villa, R. E. 2002. El Subgrupo Jujuy (Neógeno), entre los 24°–26°LS y 64°–66°LO, tramo centro austral de la cadena subandina Argentina, provincias de Salta y Jujuy, Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 256 p., Salta, Argentina.

Hain, M. P., Strecker, M. R., Bookhagen, B., Alonso, R. N., Pingel, H. y Schmitt, A. K. 2011. Neogene to Quaternary broken foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25°S), Tectonics, 30, TC2006, doi:10.1029/2010TC002703.

Herrera Oviedo, E. P., Galli, C. I., Cónsole Gonella, C., Coira, B. L. y Alonso, R. N. 2015. Proveniencia de los conglomerados basales de la Formación Uquía (Plioceno-Pleistoceno), en el río Yacoraite, Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy. III Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, Actas 1: 55. Corrientes.

Hongn, F. D. y Mon, R. 1999. La deformación ordovícica en el borde oriental de la Puna. En González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J.G. (Eds.) Geología del Noroeste Argentino. XIV Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 212-216, Salta.

Hongn, F. y Seggiaro, R. 2001. Hoja Geológica 2566-III, Cachi. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. Boletín 248, 87 p., escala 1:250.000.

Hongn, F. y Becchio, R. 1999. Las fajas miloníticas de Brealito, basamento del Valle Calchaquí, Salta, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54: 74-87.

Hongn, F., del Papa, C., Powell, J., Payrola Bosio, P., Petrinivic, I. y Mon, R. 2010. Fragmented paleogene foreland basin in the Valles Calchaquí, NW of Argen-

tina. En: Salfity J.A., Marquillas R.A. (Eds.), Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina, SCS Publisher, 198-210.

Jezek, P., Willner, A., Acenolaza, F. y Miller, H. 1985. The Puncosvicana trough: A large basin of Late Precambrian to Early Cambrian age on the Pacific edge of the Brazilian shield, Geologische Rundschau 74: 573-584.

Kley, J., Rossello, E. A., Monaldi, C. R. y Habighorst, B. 2005. Seismic and field evidence of Cretaceous normal faults and selective inversion, Salta rift, Northwest Argentina. Tectonophysics 399, 155-172.

Malarmud B. D., Jordan, T., Alonso, R. N., Gallardo, E. y González, R. 1995. Four new Quaternary ash and tuff ages, Lerma valley, NW Argentina. American Geophysical Union, Fall Meeting, V22b-12, Abstracts.

Marquillas, R. A., del Papa, C. E. y Sabino, I. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. International Journal of Earth Sciences 94: 94-113.

Marshall, L. G., Butler, R. F., Drake, R. E. y Curtis, G. H. 1982. Geochronology of Type Uquian (Late Cenozoic) land mammal age, Argentina. Science 216: 986-989.

Miall, A.D. 2006. The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. 4th corrected printing. Springer 581 pp.

Mon, R., Monaldi C. R. y Salfity, J. A. 2004. Interferencia de pliegues en el valle del río Juramento – Cordillera Oriental (provincia de Salta). Revista de la Asociación Geológica Argentina 59: 213-219.

Mon, R. y Salfity, J. A. 1995. Tectonic evolution of the Andes of northern Argentina. In A. J. Tankard, R. Suarez y H.J. Welsink (eds.), Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 62: 269-283.

Monaldi, C. R., González, R. E. y Salfity, J. A. 1996. Thrust fronts in the Lerma valley, Salta, Argentina, during the Piquete formation deposition, Pliocene-Pleistocene. Symposium International sur la Géodynamique Andine: 447-450, Saint-Malo.

Monaldi, C. R. y Kley, J. 1997. Balanced cross sections of the northern Santa Bárbara system and Sierra de Zapla, northwestern Argentina. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 180-184, Antofagasta, Chile.

Omarini, R. 1983. Caracterización litológica, diferenciación y génesis de la Formación Puncoviscana, entre el valle de Lerma y la faja eruptiva de la Puna. Tesis Doctoral Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, 220 p.

Pingel, H., Alonso, R. N., Mulch, A., Rohrmann, A., Sudo, M. y Strecker, M. R. 2014. Pliocene orographic barrier uplift in the southern Central Andes. Geology 42: 691-694. doi:10.1130/G35538.1

Pingel, H., Strecker, M. R., Alonso, R. N. y Schmitt, A. K. 2013. Neotectonic basin and landscape evolution in the Eastern Cordillera of NWArgentina, Humahuaca Basin (~24°S). Basin Research 25: 1-20.

Reguero, M. A. y Candela, A. M. 2008. Bioestratigrafía de las secuencias neógenas tardías de la Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy. Implicancias pa-

leoambientales y paleobiogeográficas. Relatorio, XVII Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 286-296. San Salvador de Jujuy.

Reguero, M. A. y Candela, A. M. 2011. Late Cenozoic mammals from the Northwest of Argentina: biochronological and biogeographical problems and perspective. En Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina (Eds. Salfity, J.A. y Marquillas, R.A.). Instituto del Cenozoico, Universidad de Salta: 411-426.

Reguero, M. A., Candela, A. M. y Alonso, R. N. 2007. Biochronology and biostratigraphy of the "Uquian" mammals (Pliocene-Early Pleistocene, NW of Argentina) and their significance in the Great American Biotic Interchange. Journal of South American Earth Sciences, 23: 1-16.

Reyes, F. C. y Salfity, J. A. 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. V Congreso Geológico Argentino, Actas: 355-385. Carlos Paz.

Reynolds, J. H., Idleman, B. D., Hernández, R. M. y Naeser, C. W. 1994. Preliminary chronostratigraphic constraints on Neogene tectonic activity in the Eastern Cordillera and Santa Bárbara System, Salta Province, NW Argentina. Geological Society of America Abstracts with Programs 26, no. 7, p. A-503.

Reynolds, J., Galli, C. I., Hernández, R. M., Idleman, B. D., Kotila, J. M., Hilliard, R. H. y Naeser, C. W. 2000. Middle Miocene tectonic development of the Transition Zone, Salta Province, northwest Argentina: Magnetic stratigraphy from the Metán Subgroup, Sierra de González. Geological Society of America Bulletin 112: 1736-1751.

Russo, A. y Serraiotto, A. 1978. Contribución al conocimiento de la Estratigrafía Terciaria del Noroeste Argentino. VII Congreso Geológico Argentino. Actas I: 715-730, Neuquén.

Salfity, J. A., Brandán, E. M., Monaldi, C. R. y Gallardo, E. F. 1984. Tectónica compresiva en la Cordillera Oriental argentina, latitud de Tilcara (Jujuy). IX Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 427-434, Buenos Aires.

Salfity, J. A. y Marquillas, R. M. 1981. Las unidades estratigráficas cretácicas del Norte de Argentina. En: Volkheimer, W. Y., Musacchio, E. (Eds) Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, Buenos Aires, 303-317.

Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. 1986. Marco tectónico y correlaciones del Grupo Salta (Cretácico-Eoceno), República Argentina. En: Cretácico de America Latina, I Simposio, La Paz. PICG–UNESCO, Paris, 174-188.

Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group, Argentina. En Salfity, J.A. (Ed.) Cretaceous Tectonics of the Andes, Friedr Vieweg & Sohn, Braunschweig-Wiesbaden, Earth Evolution Science: 266-315.

Starck, D. y Vergani, G. 1996. Desarrollo tecto-sedimentario del Cenozoico en el sur de la Provincia de Salta-Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino. Actas I: 433-452, Buenos Aires.

Strecker, M. R., Hilley, G. E., Bookhagen, B. y Sobel, E. R. 2012. Structural, geomorphic, and depositional characteristics of contiguous and broken foreland basins: examples from the eastern flanks of the central Andes in Bolivia and

NW Argentina. En: Busby, C., Azor Pérez, A. (Eds.), Tectonics of Sedimentary Basins Recent Advances, Wiley-Blackwell, 508-521.

Streit R., Burbank D. W., Strecker M., Alonso R. N., Cottle J. M. y Kylander-Clark A. R. 2015. Controls on intermontane basin filling, isolation and incision on the margin of the Puna Plateau, NW Argentina (~23°S). Basin Research 1-25, doi: 10.1111/bre.12141.

Toselli, A. J. y Rossi, J. N. 1984. Metamorfismo de las Cumbres Calchaquíes: Petrología del basamento esquistoso entre La Angostura y Tafí del Valle, Tucumán. Revista de la Asociación Geológica Argentina 39 (3-4): 262-275.

Vergani, G. y Starck, D. 1989. Aspectos estructurales del Valle de Lerma al sur de la Ciudad de Salta. Boletín de Informaciones Petrolíferas 16: 2-9. Buenos Aires.

Estratigrafía, paleontología y paleoambientes del Plioceno de la provincia de Córdoba

Adan TAUBER[1], Jerónimo KRAPOVICKAS[2], Laura E. CRUZ[3], Jorge CHIESA[4]

[1] Museo de Paleontología, FCEFyN, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 1611, Córdoba, y Museo Provincial de Ciencias Naturales “Dr. Arturo Umberto Illýa”, Av. Poeta Lugones 395, (X5016GCA) Córdoba, Argentina. adan.tauber@unc.edu.ar.

[2] Museo de Paleontología, FCEFyN, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 1611, (X5016GCA) Córdoba, Argentina. jerokrapo@yahoo.com.ar.

[3] CONICET, Museo Argentino de Ciencias Naturales, Av. Ángel Gallardo 470, (C1405DJR) Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina. cruzlaurae@gmail.com.

[4] Departamento de Geología (F.C.F.M.N.-U.N.S.L.), Ejército de los Andes 950, (5700) San Luis. chiesa@unsl.edu.ar

RESUMEN

Palabras clave:
Córdoba
Plioceno
Estratigrafía
Paleontología
Paleoambiente

En este capítulo se sintetiza y actualiza el conocimiento que existe sobre el Plioceno de la provincia de Córdoba tanto en el subsuelo como en la superficie, en las Sierras de Córdoba, en sus valles y piedemontes. El registro estratigráfico plioceno tiene una amplia distribución regional y se relaciona con el conocido levantamiento de las sierras (etapa de antepaís fragmentado) a partir del Mioceno tardío. Desde el inicio de esta etapa de estructuración, mediante la inversión y reactivación tectónica de antiguas fallas extensionales cretácicas, se generó en la región serrana una fuerte fragmentación de la corteza y los ambientes con acomodación diferencial de sistemas aluviales, mientras que en la llanura oriental, el registro sedimentario es considerablemente más continuo y con frecuencia está condensado. Estos depósitos contienen un interesante registro paleontológico plioceno que, en líneas generales, es consistente con estas interpretaciones. Los principales tipos y grupos de fósiles registrados en estos yacimientos incluyen, trazas de raíces o rizolitos, estructuras de biodepositación (coprolitos), restos óseos de anuros, reptiles, aves y, mayoritariamente mamíferos. Los depósitos fosilíferos del Neógeno tardío afloran en la región serrana y periserrana de la provincia de Córdoba (Formaciones Brochero, La Playa, Casa Grande y depósitos de ambientes cársticos de Las Caleras). Las evidencias sedimentológicas y paleontológicas disponibles indican condiciones disímiles, desde áridas o semiáridas, variando hacia un clima más húmedo durante el Plioceno. Los ambientes predominantes fueron abiertos o semiabiertos con pastizales y arbustos o árboles subordinados.

ABSTRACT

Keywords:
Córdoba
Pliocene
Stratigraphy
Paleontology
Paleoenvironment

"Stratigraphy, Paleontology and Paleoenviroment of the Pliocene of Córdoba". This chapter summarizes and updates the existing knowledge on the Pliocene in the province of Cordoba, both in the subsoil and on the topsoil, in Cordoba hills, valleys and foothills. The stratigraphic Pliocene record has a wide regional distribution and is related to the well-known hill formation (stage of fragmented foreland) from the late Miocene. Since the beginning of this stage of structuring, by means of the tectonics inversion and reactivation of old Cretaceous extensional failures, a strong fragmentation of the cortex and environments with differential accommodation of alluvial systems was generated in the Serrana region, while in the eastern plains, the sedimentary record is considerably more continuous and is often condensed. These deposits contain an interesting Pliocene paleontological record which, in general terms, is consistent with these interpretations. The main types and groups of fossils found in Pliocene deposits include traces of roots or phytoliths, biodeposition structures (coprolites), skeletal remains of anurans, reptiles, birds and, mainly mammals. The fossil deposits of the late Neogene emerge in the mountainous and perimountainous region of the province of Cordoba (Brochero, La Playa, Casa Grande formations and deposits of karstic environments of Las Caleras). The available sedimentological and paleontological evidences indicate dissimilar conditions, from arid or semi-arid, varying to a wetter climate during the Pliocene. The predominant environments were open or semi-open with grasslands and lower shrubs or trees.

INTRODUCCIÓN Y MARCO GEOLÓGICO GENERAL

La provincia de Córdoba se encuentra localizada en la región central de Argentina y su territorio abarca parte de dos unidades geomorfológicas: Sierras Pampeanas y Llanura Chacopampeana. Los sedimentos neógenos de la provincia de Córdoba se encuentran distribuidos en ambas regiones, vinculados los más antiguos con la Llanura Chacopampeana, constituyendo unidades de subsuelo principalmente relacionadas con las series de origen marino de la cuenca Chacoparanaense (Astini *et al.*, 2014). Mientras que los sedimentos pliocenos continentales se encuentran mayormente distribuidos en la periferia de relieves montañosos y valles intermontanos, donde se destacan las series aluviales y coluviales. Estos depósitos se registran especialmente en los valles interserranos (San Alberto, Punilla, Los Reartes, Calamuchita, La Cruz, río de Las Barrancas, entre otros, figura 1) donde en casi todos los casos se han registrado restos de vertebrados fósiles, que si bien son escasos, dan una primera aproximación de correlación entre los rellenos de los diversos valles y permiten estimar una edad tanto de depositación de las unidades sedimentarias como de los eventos geológicos relacionados y su cronología relativa (Castellanos 1936, 1942, 1944, 1958; Bondesio y Pascual 1981; Bonalumi *et al.*, 1999, 2005; Beltramone,

2004; Cruz 2011, 2013; Astini *et al.*, 2014; Tauber *et al.*, 2014; Tauber *et al.*, 2017, entre otros). En este trabajo se presenta un compendio de las unidades litológicas aflorantes asignadas al Plioceno de la provincia de Córdoba, las correlaciones estratigráficas (figura 2) y bioestratigráficas realizadas hasta el momento y se consideran el significado biogeográfico, paleoambiental y paleoclimático realizado por diversos autores en publicaciones previas sobre la base del registro de vertebrados fósiles, y se discute la evolución tectónica y geomorfológica del área central de Argentina.

Para todas aquellas unidades que se encuentran en el subsuelo, principalmente en la llanura pampeana de Córdoba, se puede leer el trabajo de Calegari *et al.* (2014).

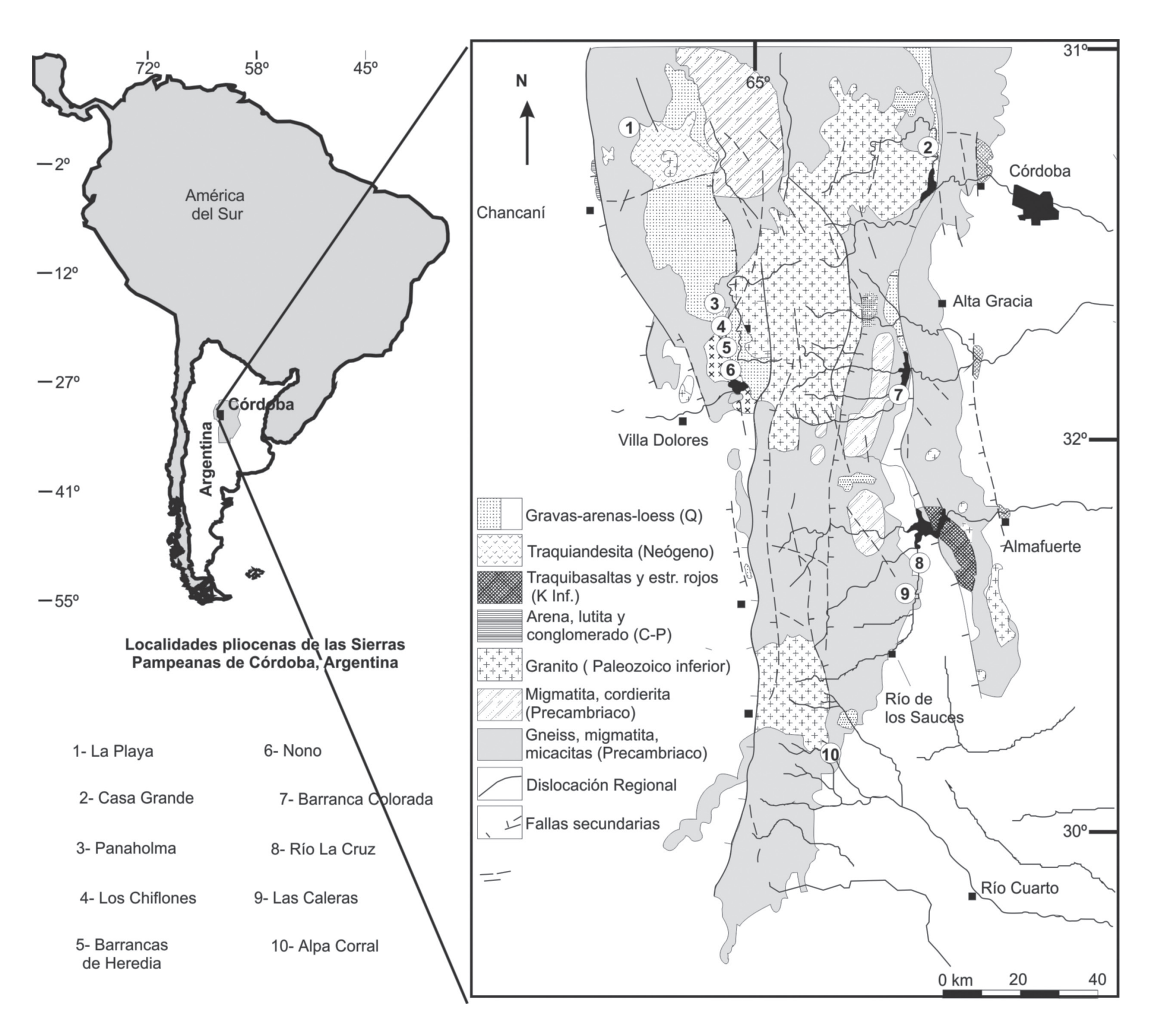


Figura 1. Localidades fosilíferas pliocenas de la provincia de Córdoba. 1) La Playa (departamento Minas); 2) Casa Grande (departamento Punilla); 3) Panaholma (departamento San Alberto); 4) Los Chiflones (departamento San Alberto); 5) Barrancas de Heredia (departamento San Alberto); 6) Nono (Río Chico de Nono, departamento San Alberto); 7) Barranca Colorada (departamento Calamuchita); 8) Río La Cruz (departamento Calamuchita); 9) Las Caleras (Sierra Blanca, departamento Calamuchita); 10) Alpa Corral (departamento Río Cuarto).

ESTRATIGRAFÍA, PALEONTOLOGÍA Y PALEOAMBIENTES

Sedimentos volcanogénicos del Complejo Volcánico de Pocho (Olsacher, 1960; Petrinovic, 1988; Arnosio, 1995)

El Complejo Volcánico Pocho (7,9–4,5 Ma; Kay y Gordillo, 1994) está situado en la región oeste de las Sierras Pampeanas de la provincia de Córdoba, en los departamentos Pocho y Minas. Esta actividad volcánica fue interpretada como una consecuencia del proceso de subducción subhorizontal de la Placa de Nazca, por debajo de la Placa Sudamericana (28°–33° LS) (Kay y Gordillo, 1994; Kay y Mpodozis, 2002).

Este vulcanismo generó una extensa variedad de rocas volcánicas en domos, cuerpos subvolcánicos, diques y materiales volcanoclásticos primarios y secundarios. La composición de las rocas varía de traquiandesitas basálticas a traquitas y traquidacitas de la serie calcoalcalina alta en K y shoshonítica. Las rocas volcanoclásticas primarias son mayoritariamente ignimbritas, depósitos de flujos de escorias, depósitos de flujos de bloques y ceniza, depósitos hidromagmáticos y depósitos de caída. Además son muy abundantes cuerpos volcanoclásticos secundarios, producto de eventos de destrucción del edificio.

Sobre la base del análisis estratigráfico y geocronológico disponible se ha interpretado la evolución del Complejo Volcánico de Pocho, diferenciando cuatro etapas principales, de las cuales las dos últimas se produjeron durante el Plioceno temprano. En esa época se originó la actividad póstuma en el complejo, generándose los cuerpos dómicos Veliz, Ciénaga, Poca y El Burro (6,0 ± 0,4 – 4,7 ± 0,3 Ma), intruyendo en parte la secuencia volcanoclástica del Mioceno tardío y están vinculados a depósitos de flujo de bloques y ceniza (Arnosio *et al*., 2014). Los magmas que originaron estos domos tienen en general una composición shoshonítica, con afinidad calcoalcalina rica en K.

Asimismo, al finalizar el Mioceno y al iniciarse el Plioceno (5,5 a < 4,7? Ma) también se habrían originado depósitos volcanoclásticos secundarios, producto del retrabajo de los materiales que constituían el aparato volcánico, siendo muy escasos los materiales primarios. Estos depósitos indican una importante destrucción de los aparatos volcánicos, formando una típica asociación de facies de abanicos aluviales de baja eficiencia en ambientes áridos a semiáridos, debido a la abundancia de material disponible, proveniente de cuerpos dómicos y por el bajo potencial de preservación de las ignimbritas y pómez (Arnosio, *et al*., 2014).

Formación La Playa (Olsacher, 1960)

Esta unidad aflora en la región noroeste de la provincia de Córdoba, en dos localidades, La Playa y La Argentina y está compuesta por una serie de travertinos y calcretes, cuyo origen se considera como el producto de la actividad póstuma del Complejo Volcánico de Pocho (Gordillo y Lencinas 1979). El cuerpo travertínico de La Playa se encuentra entre la Sierra de Guasapampa y la de Ciénaga del Coro,

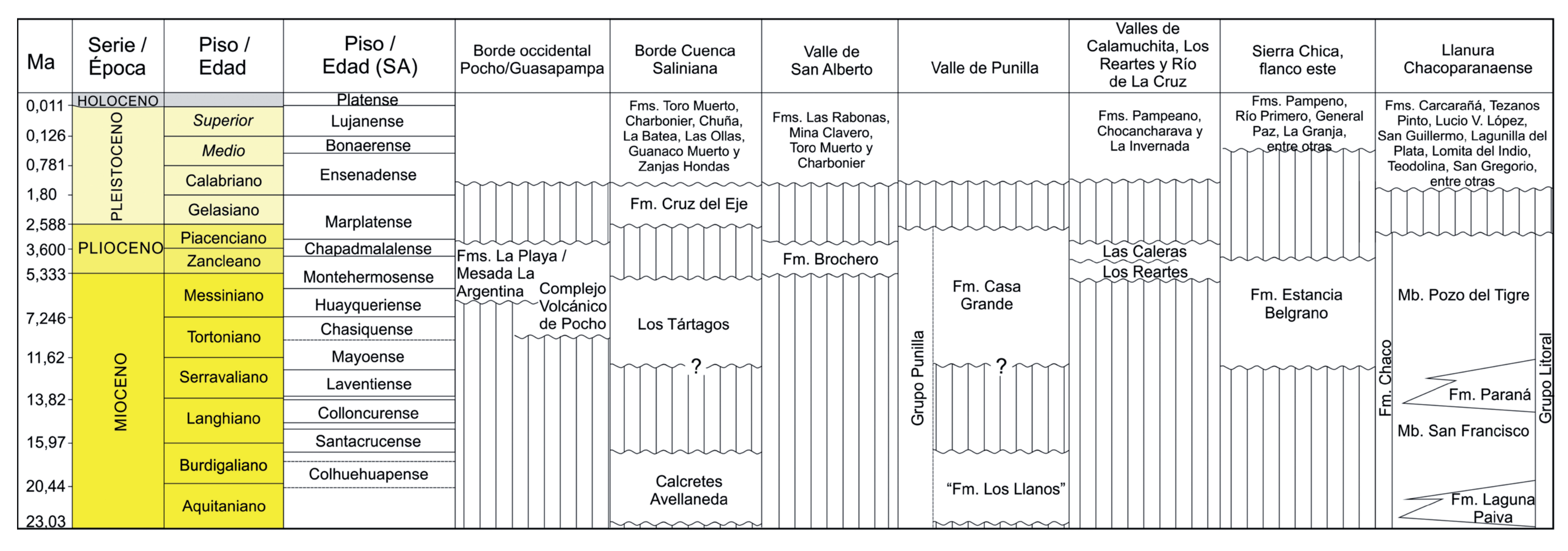


Figura 2. Correlaciones entre Formaciones de diferentes unidades geomorfológicas de la provincia de Córdoba, entre el Neógeno y Cuaternario.

Departamento Minas (21°00'41,90" - 31°01'6,85" S y 65°21'45,19" - 65°21'26,45" O) y el de la Mesa La Argentina, está situada al oeste de la localidad homónima (31°12' 17,64" - 31°14'09,71" S y 65°19'05,58" - 65°21'03,95" O), al sur de las localidades de Guasapampa y La Playa.

En el yacimiento de La Playa se reconocieron las siguientes facies y microfacies: areniscas calcáreas, travertino masivo con rizolitos, travertino con intraclastos, travertino cavernoso con incrustación de macrófitas, travertino clástico, travertino con oncolitos y estructuras tipo "*shrubs*" y calcretes (Breccia, 2008). El mismo autor comprobó la presencia de facies de conglomerados volcanogénicos y facies de calcrete en el depósito de La Argentina. Estas facies componen las siguientes asociaciones: 1) Carbonatos palustres/lacustres marginales, 2) Depósitos de relleno de depresiones lacustres alcalinas someras y, 3) Carbonatos retrabajados y calcretes.

Los travertinos de La Playa tienen, en partes, abundantes incrustaciones de macrofitas en una fábrica de tufa y con valvas de gastrópodos indeterminados y restos óseos de vertebrados, entre otros tipos de fósiles (Breccia 2008, Astini *et al.* 2014). Los vertebrados fósiles permitieron inferir aspectos sobre el paleoambiente sedimentario y la edad de los niveles portadores. Estos materiales paleontológicos proceden de La Playa (citada erróneamente como Las Playas por Kraglievich y Reig, 1954; Bondesio y Pascual, 1981), más exactamente, de la facies de travertino macizo con rizolitos (Breccia, 2008). Los taxones citados son: Proterotheriidae (Litopterna), Toxodontidae (Notoungulata) (Kraglievich y Reig, 1954; Bondesio y Pascual, 1981) y un roedor, supuestamente Erethizontidae, *Neosteiromys?* sp. y que, según Candela (2004), corresponde a otro taxón.

La interpretación paleoambiental fue basada sobre el registro del roedor Hydrochoerido *Phugatherium novum* (Vucetich *et al.*, 2014, citado originalmente como *Cardiatherium* sp., Bondesio y Pascual, 1981 o "*Chapalmatherium*" cf. "*C.*" *novum*, Deschamps *et al.*, 2013) y *Cyonasua groeberi*, entre otros taxones, que sugieren la presencia de cuerpos de agua lénticos o lóticos pandos, coincidente con la interpretación de la litofacies portadora, desarrollados cerca de pastizales y vegetación arbórea y/o arbustiva distribuida en "islas" (Bondesio y Pascual, 1981). Esta interpretación coincide parcialmente con los resultados del análisis facial, mediante el cual se infirió un paleoambiente lacustre somero o palustre para el travertino y un origen vinculado con niveles acuíferos para el calcrete (Breccia 2008).

Se interpretó además que las lluvias habrían superado los 600 mm anuales durante la formación de estas rocas, debido al registro de *Tupinambis teguixin* (Donadío, 1982). Sin embargo, esta hipótesis podría ser inconsistente con el desarrollo de calcretes en el depósito calcáreo de La Argentina. En concordancia, una revisión reciente de este material permiten solo una asignación genérica del espécimen a *Tupinambis* sp. (Brizuela y Albino, 2012) no pudiendo efectuar a partir de este material alguna inferencia paleoambiental.

La edad de esta Formación fue interpretada sobre la base de las relaciones estratigráficas, la geología regional y sus fósiles. El depósito calcáreo de La Argentina tiene intercalaciones de rocas volcanoclásticas, por lo que se lo relacionó con el vulcanismo de Pocho (Breccia, 2008). Bondesio y Pascual (1981) le asignaron al travertino de La Playa una edad Mioceno tardío – Plioceno temprano (Huayqueriense

- Montehermosense), por la presencia de *Cardiatherium* sp.; la reciente revisión de este material, permitió determinarlo nuevamente como *Phugatherium novum* y consecuentemente una edad Plioceno tardío (Chapadmalalense, Vucetich *et al.*, 2014).

Formación Brochero (Sayago, 1979)

Los depósitos neógenos más tempranamente conocidos de la provincia de Córdoba corresponden a lo que hoy se denomina Formación Brochero (Burmeister, 1874; Ameghino, 1889; Kraglievich, 1934; Castellanos, 1942, 1944, entre otros). Esta unidad fue definida formalmente por Sayago (1979), su área tipo se encuentra en el valle de San Alberto (= valle de Traslasierra, figura 3, A) y se la correlacionó con afloramientos expuestos en otras regiones de las sierras de Córdoba, como la Pampa de Pocho, valle de Los Reartes, valle del río de La Cruz y Alpa Corral, entre otros (Castellanos, 1936; Cruz, 2013; Astini *et al.*, 2014; Krapovickas, 2014; Tauber *et al.*, 2014, Cruz *et al.*, 2017; Tauber *et al.*, 2017).

Valle de San Alberto.— Esta formación yace directamente en no concordancia o en contacto tectónico con el basamento ígneo metamórfico, siendo la unidad sedimentaria basal de la secuencia neógena de este valle y de la Pampa de Pocho y está cubierta mediante discordancias por las Formaciones Las Rabonas, Mina Clavero, Toro Muerto y Charbonier, de distintas edades cuaternarias (Sayago, 1975, 1979; Kraemer *et al.*, 1993; Bonalumi *et al.*, 1999; Richardson *et al.*, 2013; Cruz, 2013; Cruz *et al.*, 2017).

La Formación Brochero, descripta y denominada originalmente como "Brocherense" (Castellanos, 1942), fue históricamente descripta como una sucesión grano decreciente formada por dos secciones diferentes. Sin embargo, recientemente Cruz *et al.* (2017) en un análisis de las secuencias pliocenas de este sector de la provincia, la describieron nuevamente como una unidad compuesta por una asociación de facies sedimentarias compuesta por: 1) Facies de depósitos de lag: En la base del perfil ubicado en el vado de Nono se ubica una capa de 20 cm expuestos constituida por gravas medias a finas con ocasionales clastos de 5 a 10 cm dispersos, sin estratificación visible, compuesto en parte por la más pesada carga de fondo arrastrada por el canal y en parte por los clastos arcilloso-limosos parcialmente consolidados correspondientes a la destrucción de bloques caídos en el proceso de excavación lateral del margen de erosión. 2) Facies de depósitos de barras de acreción lateral: Son capas de arenas finas de geometría sigmoidal y capas de arenas con estratificación cruzada en artesa, ambas formando sets de espesor medio variable entre 10 y 15 cm (y máximo no superior a los 30 cm). Aparecen separadas por una capa de espesor milimétrico a centimétrico de limos y arcillas dispuestas paralelamente a la superficie de acreción lateral. Estas representan el tapizado del margen convexo del canal por decantación de finos en un período de menor energía de la corriente. 3) Facies de depósitos un lecho plano arenoso: Son capas de arenas finas a muy finas con laminación horizontal que se intercalan con las facies de depósitos. 4) Facies de depósitos de arena más fina con laminación cruzada en artesa. 5) Facies de depósi-

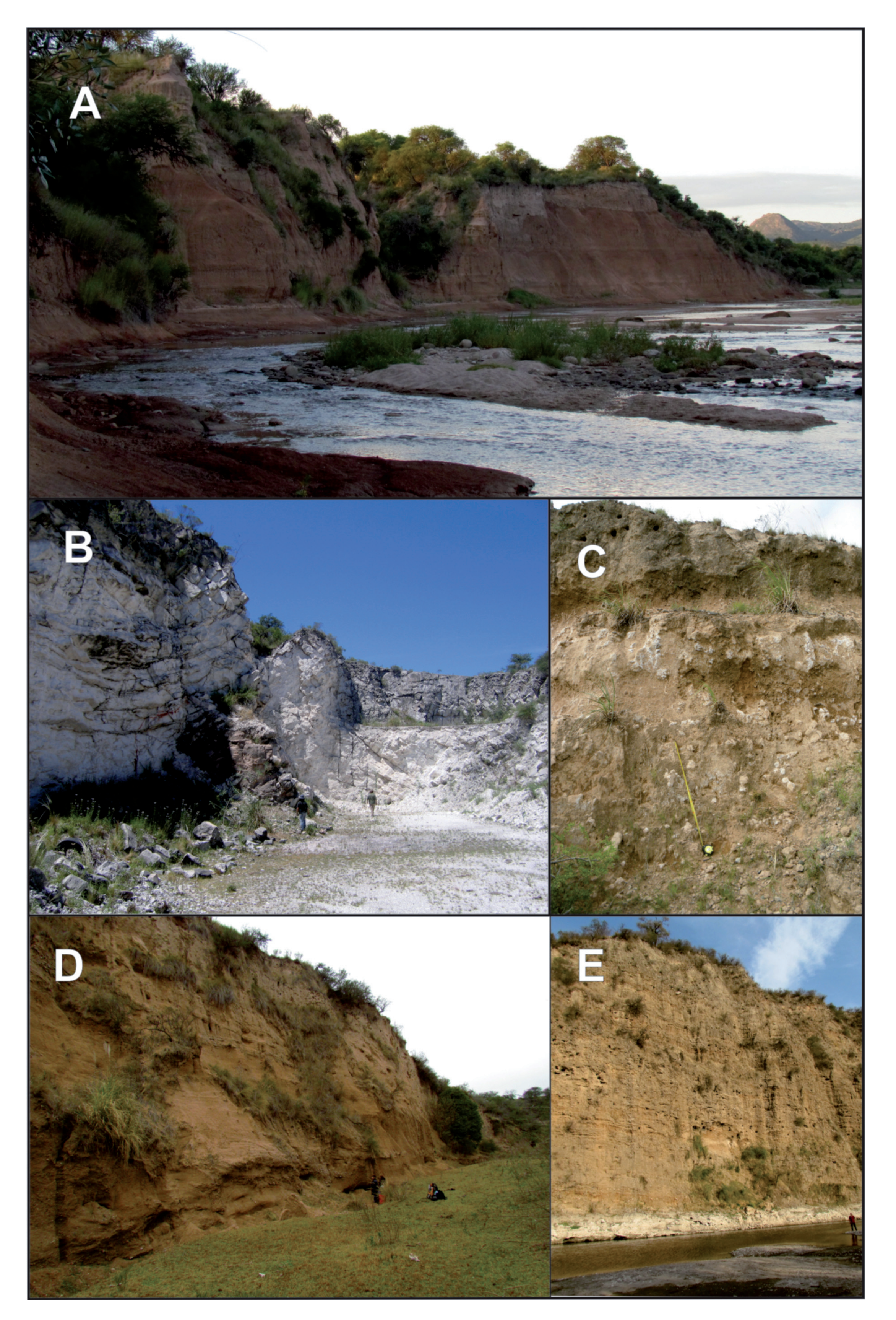


Figura 3. Imágenes de los afloramientos de unidades sedimentarias pliocenas de algunas localidades de las Sierras Pampeanas de Córdoba. A) valle de San Alberto; B) yacimientos Las Caleras; C) río La Cruz; D) región de Alpa Corral; E) río Cosquín, frente a la localidad de Bialet Massé.

tos finos de llanura de inundación: Son capas de limos arenosos, limos arcillosos laminados, con intercalaciones de lentes y capas de arenas finas a muy finas. 6) Facies de depósitos finos de llanura de inundación edafizados: son capas de limos arenosos, limos arcillosos, laminados, con intercalaciones de lentes y capas de arenas finas a muy finas, que presentan desarrollo de suelos y en los que son frecuentes rizoconcreciones, nódulos de tosca con carbonatos y nódulos de hierro/manganeso. En este nuevo análisis, las facies 1-4 fueron reinterpretadas como depósitos de barra de acreción lateral mientras que las facies 5-6 como sedimentos finos de llanura de inundación, es así que la asociación global de facies sedimentarias sugiere un paleoambiente fluvial de tipo meandriforme (Cruz *et al.*, 2017).

Los vertebrados fósiles registrados en la Formación Brochero fueron empleados por diferentes autores para atribuirle una edad Montehermosense *sensu lato*, Montehermosense *sensu stricto* más Chapadmalalense (Plioceno temprano a tardío, Castellanos 1942, *non* 1944, *non* 1958, Bond 1986, Álvarez y Tauber, 2003, 2004, figura 4, A-D y K-M) o Huayqueriense (Marshall *et al.* 1984). Posteriormente Cruz (2013) realizó un detallado análisis bioestratigráfico del Cenozoico tardío de la provincia de Córdoba y propuso una Biozona de Asociación de *Nonotherium hennigi-Propanochthus bullifer* con el perfil y área tipo sobre el río de Los Sauces en el valle de San Alberto, referida al lapso Montehermosense-Chapadmalalense, confirmando una edad Plioceno temprano-Plioceno tardío, comparable a la Biozona *Trigodon gaudryi*, *Neocavia depresidens* y/o *Paraglyptodon chapadmalensis* de la provincia de Buenos Aires.

Asimismo, se determinó la presencia en esta biozona cordobesa de *Doellotatus* cf. *D. chapadmalensis*, *Phlyctaenopyga* sp., *Plohophorus* sp. y *Paedotherium bonaerense* (Cruz, 2011, 2013) y fueron citados *Rhinella* sp., Criptodyra?, *Achlysictis lelongi*, *Macrochorobates chapalmalensis*, *Lomaphorus corallinus*, *Lagostomus* (*Lagostomopsis)* sp., Proterotheriinae gén et sp. indet., *Pseudotypotherium* sp, *Tremacyllus* cf. *T. impressus* (Tauber 1989; Álvarez y Tauber 2003, 2004, Tauber, *et al.*, 2014). A esta lista se suma el registro de *Phugatherium* cf. *P. novum* en la localidad de Villa Cura Brochero, que sugiere que los niveles portadores de la Formación Brochero serían correlacionables con el Chapadmalalense (Cruz *et al.*, 2013). Recientemente se describió un nuevo género y especie de roedor denominado *Chukimys favaloroi* (Barbiere *et al.*, 2016), siendo el primer cricétido sigmodontino registrado en los niveles de la Formación Brochero. La presencia de esta especie fue documentada en asociación con *Abrothrix magnus*, un Echimyidae, gen. et sp. indet., y otros vertebrados como anuros (*Rhinella* cf. *R. arenarum* y *R.* cf. *R. spinulosa*, Bufonidae), serpientes ("Colubridae" indet.), y lagartos (Iguanidae, Teiidae, y Tropiduriinae; Brizuela y Cruz, 2013; Cruz *et al.*, 2014, 2017). Por esta asociación de taxones se ha interpretado que los niveles de la Formación Brochero tienen una edad Chapadmalalense – Vorohuense, pero por la probable afinidad entre *Chukimys favaloroi* y *Dankomys vorohuensis*, sumado al registro de *Abrothrix magnus*, esos niveles serían asignables al Vorohuense (Barbiere *et al.*, 2016, ver también Cruz *et al.*, 2017).

El conjunto de vertebrados registrados hasta la actualidad de la Formación Brochero en su área tipo, se ha interpretado en forma preliminar como indicadora de una probable continuidad ambiental y climática entre las provincias de Buenos Aires y Córdoba durante el Plioceno tardío (Barbiere *et al.*, 2016). Los elementos

típicos de las condiciones áridas y más frías de la edad Chapadmalalense fueron registrados en los niveles inferiores (*e.g. Doellotatus*); por el contrario, los taxones indicadores de condiciones más húmedas y de edad de Vorohuense (*e.g.* Echimyidae) están restringidos a los niveles superiores de esta unidad estratigráfica (Barbiere *et al.*, 2016).

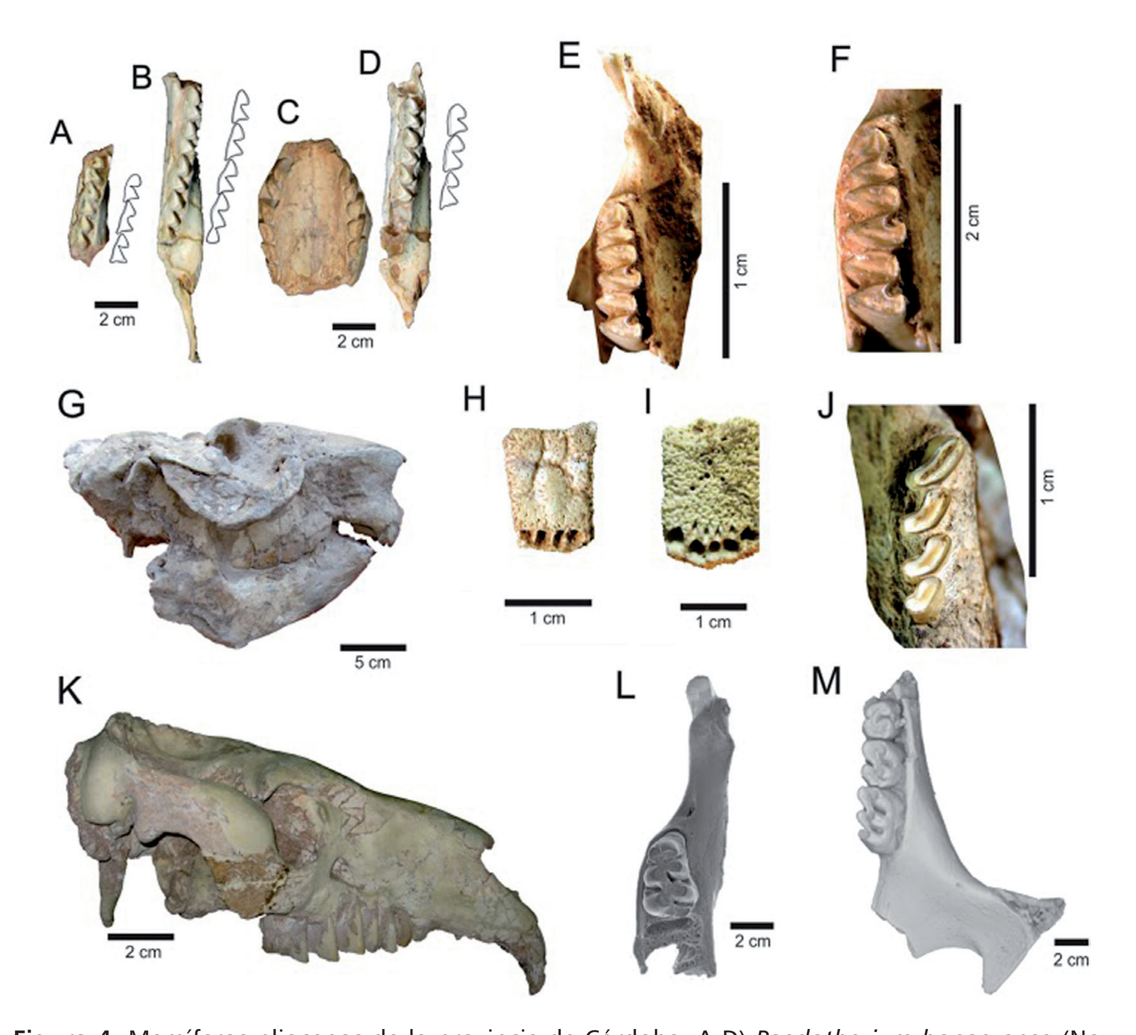


Figura 4. Mamíferos pliocenos de la provincia de Córdoba. A-D) *Paedotherium bonaerense* (Notoungulata, Hegetotheria, Hegetotheriidae, valle de San Alberto). A) MUFyCA 372, fragmento del dentario derecho con pm4-m2; B) MUFyCA 373, Fragmento del dentario derecho con pm4-m3; C) MUFyCA 374, fragmento de cráneo; D) MUFyCA 372, fragmento de dentario derecho con pm4-m2; E-F) *Microcavia chapalmalensis* (Rodentia, Caviidae) (CORD-PZ 3955, valle de La Cruz), dentario izquierdo mostrando la serie p4–m2 en vista oclusal; G) *Pseudotypotherium hystatum* (Notoungulata, Typotheria, Mesotheriidae) (CORD-PZ 1758-1/2, valle de La Cruz), cráneo y mandíbula en vista lateral derecha; H) *Doellotatus chapadmalensis* (Cingulata, Dasypodidae) (CORD-PZ 395 1-2, valle de La Cruz), osteodermo de una banda móvil en vista externa; I) *Ringueletia simpsoni* (Cingulata, Dasypodidae) (CORD-PZ 3952, valle de La Cruz), osteodermo óseo del escudo pélvico del caparazón dorsal en vista externa; J) *Eucelophorus chapalmalensis* (Rodentia, Octodontidae) (CORD-PZ 3956-2, valle de La Cruz), dentario derecho mostrando la serie p4–m3 en vista oclusal; K) *Nonotherium hennigi* (Notoungulata, Toxodonta) (Holotipo, MUFyCA 1, valle de San Alberto), cráneo; L) *"Akodon (Abrothrix)" magnus* (Rodentia, Cricetidae, MCNC-PV 297, valle de San Alberto), fragmento de hemimandíbula izquierda con m1; M) *Chukimys favaloroi* (Rodentia, Cricetidae, MCNC-PV-298, Holotipo, valle de San Alberto), fragmento de maxilar derecho con la placa cigomática, el M1–3 y la porción asociada del paladar. Tomados de Cruz *et al.*, 2017 y Tauber *et al.*, 2017.

Panaholma.— Otros afloramientos de esta Formación se encuentran alrededor de la localidad de Panaholma, en Pampa de Pocho. Sobre el río homónimo se observa una secuencia sedimentaria, con un espesor visible de 10,39 m y color rojizo, con un gran porcentaje de arcilla, arena y clastos.

Sobre el pelo de agua se observa un nivel de 6,19 m de espesor visible formado por arcilla arenosa, masiva, de color rojizo en seco y marrón oscuro en húmedo. Se observan diaclasas con dirección NO-SE y sentido NO, que evidencian movimientos tectónicos deformantes durante el periodo post-depositacional. Además, esta capa posee fractura concoide (se rompe en bloques de bordes romos o curvos) y genera alteración catafilar (capas concéntricas, que cortan la estructura estratigráfica original). En este nivel se hallaron restos identificados como *Proscelidodon* sp. y *Chaetophractus* sp.

Sobre este nivel se apoyan sedimentos formados por arena gruesa de color pardo amarillento, masiva y friable, con intercalación de lentes de conglomerado oligomíctico, matriz soportado y con clastos subangulares a subcirculares, correlacionable con la Formación Mina Clavero (Krapovickas, 2014).

Valle de Los Reartes.— Este es un valle de origen tectónico con dirección norte sur, que contiene un relleno formado por una unidad sedimentaria basal neógena y granodecreciente, variando desde areniscas finas en la base hasta niveles limo arcillosos en la sección superior, de colores predominantemente pardos rojizos. Este depósito tiene una estructura débilmente estratificada, paralela y horizontal con contactos graduales. Internamente poseen estructuras en bloques, moteados, cutanes y bioturbación. Además, hay intercalaciones arcillosas, delgadas y continuas, de color blanquecino, que serían capas originalmente volcanoclásticas y alteradas químicamente (bentonitizadas, Castellanos, 1936). Estas fueron correlacionadas por Castellanos (1958) con niveles similares, expuestos en el valle de San Alberto ("Brocherense").

Las especies de mamíferos neógenos registrados en estos depósitos son: *Doellotatus* sp. (citado originalmente como *Eutatopsis* sp.), *Plaina brocherense*, *Isolinia reartense*, *Nopachtus coagmentatus*, *Palaeocavia brocherense*, *Microcavia* (*Xenomicrocavia*) *isolinense*, *Orthomyctera brocherense*, *Nonotherium* sp., *Paedotherium isolinense*, *Felis pumoides*, *Macroeuphractus* sp., *Lagostomopsis* sp. y *Paedotherium* sp. (Castellanos 1936, 1944, 1951, 1958, Berta 1983). Sin embargo, la especie *Isolinia reartense* fue aceptada por Fernicola (2008), pero sinonimizada con *Neosclerocalyptus cordubensis* (Zurita *et al.*, 2005, 2009). Los restos determinados como *Nopachtus coagmentatus* fueron atribuidos a *Hoplophorus* sp. (Cruz, 2011). *Plaina brocherense* fue reconocida, pero probablemente corresponda al género *Vassallia* (De Iuliis y Edmund 2002). Según Verzi (2002), *Ctenomys* (*Paractenomys*) *cordubensis* es una especie admitida, pero de otro género distinto de *Ctenomys*. Además, se han señalado dudas con respecto a su procedencia estratigráfica y asignación taxonómica de *Felis pumoides* (Berman 1994; Soibelzon y Prevosti, 2008) y recientemente fue reasignado a *Puma* (*Herpailurus*) *pumoides* y se considera que representa al registro más antiguo de los felinos en América del Sur (Chimento *et al.*, 2014); sin embargo, llegar a conclusiones como estas con tantas controversias es cuestionable (ver Cruz *et al.*, 2017). Asimismo, la

presencia de *Nonotherium hennigi* es muy dudosa, ya que este registro está basado en materiales muy fragmentarios. Las especies *Orthomyctera brocherense*, *Paleocavia brocherense* y *Xenomicrocavia isolinense* propuestas por Castellanos (1958) fueron basadas sobre restos fragmentarios y deberían ser analizadas con conceptos taxonómicos modernos.

Depósitos psefíticos de Santa Rosa.— En la traza de la escarpa del Sistema de Fallas de las Sierras Chicas, entre Santa Rosa de Calamuchita y Villa Rumipal, en exposiciones artificiales, se observa al basamento cristalino yaciendo tectónicamente sobre depósitos sedimentarios asignados al Plioceno o Plio-Pleistoceno (Costa y Vita Finzi, 1996; Simpson *et al.*, 2001; Costa *et al.*, 2001, 2014; Richardson, 2011; Martino *et al.*, 2012; Sagripanti *et al.*, 2012; Richardson *et al.*, 2013). Son depósitos sedimentarios formados por bloques y clastos de rocas metamórficas en una matriz pelítica arenosa, se lo considera un fanglomerado de piedemonte. Verticalmente gradan a secuencias de material psefítico más fino, matriz soportado, con gradación normal grosera. Estos materiales están consolidados, tienen colores ocres a rojizos y estratificación grosera y formarían una sección proximal de abanicos aluviales gruesos adyacentes a la escarpa de falla de las Sierras Chicas. Se ha sugerido que estos materiales carentes de fósiles, estarían relacionadas con los depósitos predominantemente samopelíticos de la Formación Brochero, expuestos en el valle de Los Reartes y que serían las facies más distales con respecto al frente de las Sierras Chicas (Astini *et al.*, 2014; Sánchez, 2015).

Valle de Río de La Cruz.— La secuencia sedimentaria epiclástica neógena yace en discordancia sobre el basamento metamórfico y tiene una potencia visible de 7 m y probablemente un espesor máximo total en la región de 12 m (Tauber *et al.*, 2013, 2014; Astini *et al.*, 2014; Asurmendi, 2015; Asurmendi *et al.*, 2015; Tauber *et al.*, 2017; figura 3, C). Está compuesta principalmente por 8 facies principales: 1-Limo arenoso con gravas y calcretes; 2-Conglomerados y sedimentos arenosos con estratificación horizontal; 3-Niveles pelíticos; 4-Limo masivo rojizo; 5-Limo arenoso rojizo con estructuras carbonáticas; 6-Arenas con estratificación plana horizontal y cruzada en artesas de bajo ángulo; 7-Gravas con matriz arenosa y estratificación planar horizontal y gradación normal; y 8-Limo arenoso masivo pardo amarillento. Estas facies fueron agrupadas en 4 asociaciones. La asociación de facies A se encuentra formada por las facies 1, 2 y 3; fue interpretado como un ambiente fluvial de canales asimétricos, amalgamados, con rellenos multiepisódicos y de energía media, intercalado con horizontes pelíticos fuertemente pedogenizados, generando en forma alternante y cíclica, una secuencia de paleocanales y suelos maduros. Se considera que este conjunto se habría depositado durante el Plioceno tardío (Piso/Edad Chapadmalalense) por el registro de *Ceratophrys* sp., *Ringueletia simpsoni, Doellotatus chapadmalensis, Microcavia chapalmalensis, Eucelophorus chapalmalensis,* y Pachyrukhinae gén. et sp. indet. y *Pseudotypotherium hystatum* (Tauber *et al.,* 2017, Fig. 4, E-J). La asociación B se encuentra formada por las facies 4 y 5; se habría depositado en una llanura de inundación con exposición subaérea y colonización de la flora y la fauna. Esta unidad se originó durante el Pleistoceno temprano-Medio

(Piso/Edad Ensenadense) como lo evidencia el registro de *Glyptodon munizi* (Tauber *et al.*, 2017). La asociación de facies C se encuentra formada por las facies 6 y 7; este tipo de asociación en su conjunto, se interpretó como depósitos de ambientes fluviales de canales entrelazados con una alternancia de ciclos de energía alta a media y en general decreciente, con materiales de origen tractivo a suspensivo, producidos por migración de dunas con crestas sinuosas o linguoides (3D), asociadas con facies de llanuras de inundación. Fue correlacionada con la Formación Chocancharava de edad Pleistoceno medio-tardío (pisos/edades Bonaerense y Lujanense), y con el miembro superior de la Formación Río Primero de edad Pleistoceno tardío (Tauber *et al.*, 2017). Por último, la asociación D, formada por intercalaciones de la facies 4 y 8, se habría depositado en encharcamientos de una llanura de inundación, por ocasionales desbordamientos del cauce principal en un ambiente de depositación fluvial que fue obliterado por un régimen eólico, dada la alta selección granulométrica observada hacia el techo de la secuencia. Es correlacionable con la Formación La Invernada por sus características litológicas, relaciones estratigráficas, contenido paleontológico y datos geocronológicos (Tauber *et al.*, 2017).

Formación Casa Grande (Lencinas, 1971)

Esta unidad fue definida y nominada por Lencinas (1971) en el Valle de Punilla, donde fue identificada y relacionada con la estratigrafía regional, por estar allí los mejores afloramientos y su área tipo (figura 3, E). El estratotipo se encuentra sobre la costa izquierda del río Cosquín, frente a la localidad de Bialet Massé. Se ha sugerido que tiene espesores de 180 m en el valle de Punilla (Gordillo y Lencinas, 1979) y más de 400 m en el borde de las Salinas Grandes (Candiani *et al*., 2001 a). Tiene una amplia distribución geográfica, ocupando desde el piedemonte oriental y nororiental de las Sierras Chicas, la parte oeste y noroeste de las sierras de La Higuerita, Quilino y Lomas de El Durazno, borde oeste y sur de la Sierra de Sauce Punco, Oeste y Noroeste de la Sierra de Macha, El Simbolar, Saguión, Chuña, hasta el extremo austral de las Sierras Chicas, donde hay afloramientos de menor extensión areal (Candiani *et al*., 2001 a y b, Bonalumi *et al*., 2005; Astini *et al*., 2014). Asimismo, la Aloformación Charbonier (Beltramone, 2004), en las Sierras Chicas y de Pajarillo - Copacabana, podría referirse a esta Formación y los tramos superiores podrían ser equivalentes a la Formación Estancia Belgrano.

Esta Formación está integrada principalmente por conglomerados y brechas muy gruesos a finos, matriz soportados, polimícticos y polimodales, intercalados con cuerpos lenticulares compuestos por arena gruesa, en parte limosa. Hay bancos de conglomerados gruesos potentes y areniscas en cuerpos tabulares y lenticulares con estratificación difusa, cruzada planar o en artesa y clastos imbricados. Los clastos son subangulosos a subredondeados, aumentando la esfericidad en áreas más apartadas de las Sierras Chicas y proceden del basamento metamórfico y de los depósitos cretácicos y cenozoicos infrayacentes (Candiani *et al*., 2001 a, b).

En los conglomerados finos, matriz soportados, pardo rojizos de los intervalos basal y medio de esta Formación, hay abundantes calcretes nodulares, irregulares y

de dimensiones variables, alcanzando en algunos casos un gran desarrollo y disponiéndose en forma aislada o coalescente, dentro de la matriz arenosa o conglomerádica fina. Las facies descriptas sugieren que el ambiente de depositación corresponde a un sistema aluvial, donde hubo una alternancia de procesos gravitacionales con momentos de mayor escorrentía superficial que generó incisiones y cuerpos lenticulares más arenosos. Estos depósitos muestran fracturas conjugadas, pequeñas fallas y un suave plegamiento en los afloramientos cercanos a las sierras (Candiani *et al*., 2001 a; Astini *et al*., 2014), las cuales suelen estar rellenadas con calcita.

La edad de la Formación Casa Grande ha sido referida inicialmente al Plioceno (Lencinas 1971, Gordillo y Lencinas 1979), Mioceno-Plioceno (Candiani *et al*., 2001 a, Bonalumi *et al*., 2005), "Mioceno superior"-Plioceno (Sagripanti *et al*., 2012), considerando las relaciones estratigráficas y estructurales con otras unidades en el valle de Punilla.

En este valle, sobre el río Cosquín frente a Villa Bustos, fue hallada una asociación de reptiles y mamíferos de edad neógena, aparentemente de la Formación Casa Grande (Tauber *et al*., 2014). Estos son las tortugas *Chelonoidis chilensis* (De La Fuente y Cabrera 1988) y *Acantochelys cosquinensis* (De la Fuente, 1992) y los mamíferos ungulados *Promacrauchenia* sp. y *Xotodon* sp. (De La Fuente 1986, 1992). Por la presencia de estos ungulados se le asignó una edad Montehermosense – Chapadmalalense a los niveles portadores. Sin embargo, en la actualidad el registro cronológico de esta asociación de mamíferos se considera más amplio (Reguero y Candela, 2011), sugiriendo una edad comprendida entre el Huayqueriense y Chapadmalalense (Mioceno tardío-Plioceno tardío). No obstante, esta interpretación debe ser confirmada con nuevos hallazgos.

Depósitos de relleno cárstico de Las Caleras (Tauber, 2000)

En las Sierras Pampeanas de Córdoba se ha desarrollado un relieve cárstico que afectó a los cuerpos de mármoles dolomíticos y calco dolomíticos, sobre las laderas orientales y áreas cumbrales de los diferentes cordones montañosos de la provincia. En la Sierra Blanca, en la localidad de Las Caleras del Departamento Calamuchita, limitada el este por el valle del río de La Cruz y al oeste por la Cañada de Álvarez, aflora un amplio macizo de mármoles dolomíticos y calcodolomíticos de edad precámbrica tardía, formando un gran pliegue sinforme isoclinal volcado hacia el nordeste. En este cuerpo rocoso y en la cumbre de la Sierra Blanca se formó un incipiente relieve cárstico consistente en algunas galerías y un probable sumidero (Fig. 3, B). Estas cavidades fueron rellenadas en parte con materiales clásticos de granulometría muy variable, desde brechas gruesas hasta niveles de sedimentos y sedimentitas silicoclásticas, polimícticas, de cohesión muy variable y con intercalaciones de rocas químicas (costras calcáreas). Los bloques y clastos están compuestos principalmente por gneis, cuarzo y mármoles.

En algunos cuerpos sedimentarios se documentó la presencia de una gran cantidad de restos de vertebrados fósiles: anuros, reptiles, aves y principalmente mamí-

feros. Los vertebrados estudiados hasta la actualidad son materiales indeterminados de anuros y aves de talla reducida, *Tupinambis* cf. *T. merianae*, *Lutreolina* sp., *Thylophorops chapalmalensis*, *Doellotatus chapadmalensis*, *Ringueletia simpsoni*, *Macroeuphractus outesi*, Scelidotheriinae indet., aff. *Dankomys simpsoni*, *Eumysops* sp., *Lagostomus (Lagostomopsis)* sp., *Dolichotis* sp., *Cardiatherium* aff. *C. talicei*, *Tremacyllus impressus*, y *Xotodon* sp. (Tauber 2000). Varios restos fósiles de este yacimiento, determinados originalmente como *Cardiatherium* aff. *C. talicei*, fueron reasignados posteriormente a *Phugatherium novum* (Vucetich *et al*., 2014) y *Eumysops* sp., fue determinados como *Eumysops chapalmalensis* (Olivares y Verzi, 2014).

La asociación de taxones registrados en este yacimiento no parece haberse formado a partir de una acumulación sedimentaria de restos de diferentes antigüedades, e indica una edad Chapadmalalense, probablemente tardía (Tauber, 2000). Las reasignaciones taxonómicas de *Phugatherium novum* y *Eumysops chapalmalensis* permitieron verificar la edad Chapadmalalense determinada originalmente para este yacimiento, coincidente con la edad de los depósitos sedimentarios descripctos previamente en el valle del río de La Cruz (Tauber *et al*., 2017). Se ha sugerido también una correlación entre estos cuerpos sedimentarios y la Formación Estancia Belgrano, sin embargo, es necesario verificar esta hipótesis con más evidencias.

El conjunto de taxones registrados en Las Caleras no muestran por el momento la posibilidad de una interpretación paleoclimática clara y bien sustentada, ya que, se hallaron restos que potencialmente podrían indicar condiciones climáticas disímiles (Tauber, 2000): por ejemplo húmedas (*e.g. Lutreolina* sp. o *Eumysops chapalmalensis*) asociado con restos de indicadores de condiciones áridas o semiáridas (*e.g. Doellotatus chapadmalensis* y *Dolichotis*). En cuanto a la temperatura ambiental, esta pudo ser templado a cálida por los mamíferos registrados y el ambiente predominantemente abierto, con pastizales o semiabierto, con algunos arbustos y árboles subordinados (Tauber, 2000).

Formación Estancia Belgrano (Santa Cruz, 1972)

Esta unidad se halla compuesta por conglomerados medianos a finos, pobremente seleccionados pero en general por clastos bien redondeados procedentes del basamento y de la Formación Saldán (Cretácico), en su área tipo, dispuestos en cuerpos mantiformes y lenticulares, producidos por amalgamación interna de capas menores.

La secuencia muestra una granulometría, en general decreciente hacia arriba, observándose areniscas gruesas a muy finas que gradan a fangolitas, dispuestas en capas delgadas y tabulares y con frecuencia afectadas por bioturbación y moteados. Entre estas últimas se observan delgadas intercalaciones de pelitas con acumulaciones de calcretes, óxidos de manganeso y hierro, y restos carbonosos. En los cuerpos de areniscas, se desarrolló la estratificación paralela, cruzada, con menor frecuencia ondulítica y bioturbación. El tramo superior de la secuencia está compuesto predominantemente por limolitas y areniscas arcillosas pardas rojizas y paleosuelos.

Estos depósitos yacen en discordancia sobre el basamento metamórfico o encima de las Formaciones Saldán (Cretácico) y Villa Belgrano (Paleógeno, Santa Cruz, 1973 a, Candiani *et al*., 2001 b), y está cubierto por la Formación Pampeano (Cuaternario, *sensu* Piovano *et al*., 1992).

La Formación Estancia Belgrano fue asignada por Santa Cruz (1972, 1973 a y b) al "Terciario superior-Pleistoceno bajo", quien la vinculó con el levantamiento principal de la sierra. Esta unidad fue registrada previamente en el subsuelo del piedemonte y llanura de Córdoba por Frenguelli (1918), Bodenbender (1929) y Schlagintweit (1946). Esta unidad alcanza los centenares de metros en el subsuelo de Córdoba, superando los 263 m de potencia en Santiago Temple (Schlagintweit, 1946).

Por los rasgos litológicos y composicionales, se ha considerado que la Formación Estancia Belgrano sería parcialmente equivalente a la Formación Casa Grande, que tiene su área tipo en el valle de Punilla (Astini *et al*., 2014). Las dos formaciones están compuestas por conglomerados y areniscas intercalados con calcretes principalmente pedogenéticos y su área de aporte es las Sierras Chicas.

Varios autores que estudiaron los depósitos de la vertiente oriental de las Sierras Chicas les asignaron una edad pliocena por las relaciones estratigráficas con otras unidades de la región (Frenguelli 1918, Cioccale 1999, Candiani *et al*., 2001 b, Caniggia 2004), y se ha sugerido también una probable correlación con el yacimiento cárstico de Las Caleras en la Sierra Blanca del departamento Calamuchita (Candiani *et al*., 2001 b) y con los sedimentos del valle del Rio La Cruz; aunque esto debe ser verificado con más evidencias.

Se ha interpretado que esta unidad se originó en coluvios y abanicos aluviales en las zonas proximales y sedimentos fluviales pliocenos en las zonas distales, que en parte habrían producido incisión sobre las unidades estratigráficas previas, logrando en algunos sectores erosionar el techo de la Formación Paraná en la Llanura Chacopampeana. Los depósitos más finos corresponderían a mantos de crecidas afectados por bioturbación y pedogénesis, los cuerpos de gravas indicarían períodos de incisión y agradación de complejos de barras gravosas (Piovano *et al*., 1992). Además, estos autores interpretan cuerpos de agua estacionales con condiciones reductoras donde se habrían depositado pelitas con restos carbonosos y concreciones. Asimismo, indicaron que la presencia de calcretes estaría relacionada con una alternancia de períodos de exposición subaérea y otros de anegamiento. Depósitos loéssicos fluviales y palustres cuaternarios cubren las unidades estratigráficas neógenas.

Formación Alpa Corral (Cantú, 1992)

En la vertiente oriental de la Sierra de los Comechingones, en el departamento Río Cuarto, afloran depósitos fosilíferos neógenos continentales (figura 3, D). Sobre el margen derecho del río de las Barrancas, en las proximidades de la localidad de Alpa Corral, se reconoció una secuencia compuesta por dos unidades separadas por una discontinuidad erosiva, la inferior de edad neógena y la superior que corresponde a depósitos aluviales de edad cuaternaria. La unidad basal yace en discordancia

sobre el basamento metamórfico y tiene un espesor visible de 20 m. Está formada mayoritariamente por sedimentos limo arcillosos pardo rojizos, con estratificación horizontal con límites graduales o estructura masiva, en bloques, moteado y cutanes. En forma subordinada se observan cuerpos con secciones lenticulares rellenados con materiales granodecrencientes, desde conglomerados gruesos clasto soportados hasta pelitas.

En la sección basal de ésta, se observaron cinco niveles fosilíferos desde la base al techo, donde se registraron los siguientes taxones: Lacertilia indet., (Iguanidae?), *Nopachtus coagmentatus*, *Lomaphorus corallinus*, *Proscelidodon patrius*, *Xenodontomys ellipticus*, *"Pithanotomys" cordubensis*, *Eucelophorus chapadmalensis*, *Actenomys* sp., *Paleocavia* sp., Caviidae gen. et sp. indet. y *Dankomys simpsoni*. Esta asociación de taxones sugiere una correlación con el piso/edad Montehermosense-Chapadmalalense (Plioceno temprano-Plioceno tardío) de la costa atlántica bonaerense (Giannoncelli y Tauber 1997). Sin embargo, las determinaciones taxonómicas de *"Pithanotomys" cordubensis* y *Xenodontomys ellipticus* deben ser reconsideradas, ya que la primera especie sería un nuevo género de Octodontinae (sensu Verzi *et al*., 2002) y la segunda debería ser comparada con *Xenodontomys elongatus*, una especie reconocida y descripta con posterioridad (Verzi *et al*., 2003).

La asociación de facies sugiere que el paleoambiente correspondería a depósitos de canales desarrollados en una llanura de inundación en áreas abiertas con pastizales. Además, se ha inferido que el valle del río de las Barrancas se habría originado probablemente durante el Mioceno tardío (Giannoncelli y Tauber 1997).

Formación Puelches (Santa Cruz, 1972)

Esta unidad asignada al Plioceno tardío-Pleistoceno fue reconocida en el subsuelo de las cuencas Chacoparaná y General Levalle (Reinante *et al.*, 2014: Calegari *et al.*, 2014). En esta última está representada por una secuencia de 72 m de sedimentos fluviales, conformados esencialmente por niveles de areniscas y conglomerados, constituidos por granos subangulosos a redondeados de cuarzo, feldespatos, micas y clastos líticos con escasa matriz. Se observan intercalaciones de delgados niveles de limolitas y arcilitas de tonos castaños a grises rojizos. Esta Formación se depositó como respuesta al levantamiento andino y el basculamiento de la zona pampeana, cubriendo grandes extensiones de estas cuencas.

CONSIDERACIONES BIOESTRATIGRÁFICAS

En general, las áreas y depósitos sedimentarios neógenos de Córdoba mejor conocidos desde el punto de vista bioestratigráfico y geocronológico son los afloramientos de la Formación La Playa, Formación Brochero en el valle de San Alberto y los cuerpos sedimentario de relleno del paisaje cárstico de Las Caleras y del valle del Río La Cruz.

El registro paleontológico analizado de toda la cubierta sedimentaria continental de la región serrana y pedemontana más antigua afloran en localidades encontradas hacia el Oeste del cordón montañoso principal de las sierras cordobesas. Cruz (2013) realizó un detallado análisis bioestratigráfico de esta área de la provincia de Córdoba, principalmente en sedimentos pertenecientes a la Formación Brochero, aflorantes sobre el río de Los Sauces (valle de San Alberto) y propuso una Biozona de Asociación de *Nonotherium hennigi-Propanochthus bullifer*. Esta biozona está referida al lapso Montehermosense-Chapadmalalense, (Plioceno temprano-Plioceno tardío), comparándola con la Biozona *Trigodon gaudryi*, *Neocavia depresidens* y/o *Paraglyptodon chapadmalensis* de la provincia de Buenos Aires. Barbiere *et al*. (2016), sugieren la existencia de niveles del Vorohuense (Plioceno tardío-Pleistoceno temprano) en esta Formación, aunque puede haber algún taxón considerado más antiguo. Recientemente, Cruz *et al.* (2017) expusieron un exhaustivo análisis de esta Formación presentando tres hipótesis bioestratigráficas que implican un lapso de depositación de los sedimentos de la Formación Brochero entre un Piso/Edad Montehermosense a un Piso/Edad Marplatense.

Los sedimentos de la Formación La Playa, ubicados al Noroeste del cordón serrano, es en la actualidad considerada de edad Chapadmalalense por la presencia de *Phugatherium novum* (=*Cardiatherium* sp.; Vucetich *et al*., 2014). Sin embargo, los sedimentos portadores han sufrido fuertes procesos post-depositacionales, por lo que debe contarse con mayor evidencia para su correlación regional con otras localidades y Formaciones.

Por otra parte, la asociación de taxones registrados en Las Caleras y en sedimentos del valle de del Río La Cruz, ambas localidades ubicadas en áreas más orientales, no parece haberse formado a partir de una acumulación sedimentaria de restos de diferentes antigüedades e indican una edad Chapadmalalense, probablemente tardía (Tauber, 2000; Tauber *et al.*, 2014; Asurmendi *et al.*, 2015; Tauber *et al.*, 2017). Se ha sugerido una correlación entre estos cuerpos sedimentarios y la Formación Estancia Belgrano; sin embargo, es necesario verificar esta hipótesis con más evidencias.

Este aparente diacronismo entre los niveles fosilíferos aflorantes al oeste y este del cordón Sierra Grande-Sierra de los Comechingones, parece responder, como se discutirá a continuación, a la deformación andina, dificultando la correlación bioestratigráfica a nivel regional. Sin embargo, estas diferencias en el registro pueden deberse, entre otras, a causas biogeográficas, tafonómicas o por defectos en el registro.

CONSIDERACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y GEOMORFOLÓGICA

Las características de la estratigrafía del Neógeno tardío, los espesores y la arquitectura interna permiten interpretar parcialmente los sistemas sedimentarios, su distribución espacial, las variaciones climáticas y ambientales que se desarrollaron en Córdoba; además, permiten reconstruir el origen y evolución del arreglo, levantamiento y exhumación más recientes que afectaron a las Sierras Pampeanas

Orientales. La secuencia analizada nos permite caracterizar a dos regiones bien diferenciadas, una que está afectada por fuerte compartimentación del registro estratigráfico y litofacial que corresponde a los depósitos sedimentarios expuestos en los valles interserranos, correspondiente a los sectores serranos y pedemontanos y otra distinguida por un registro más continuo en la región de llanuras y cuencas en subsuelo (*e.g.* cuencas Chacoparanense y General Levalle).

Durante el Mioceno más tardío y el Plioceno temprano predominaron procesos morfogenéticos como pone en evidencia la formación del Complejo Volcánico Pocho, vinculado al segmento de subducción subhorizontal, especialmente durante las dos últimas etapas evolutivas de su formación (evento 3 y 4 según Arnosio *et al.*, 2014). Cerca del límite Mioceno – Plioceno se produjo la actividad póstuma en el complejo, constituida por el emplazamiento y colapso de los cuerpos dómicos: Véliz, Ciénaga, Poca y El Burro (6 ± 0,4 - 4,7 ± 0,3 Ma). Poco después comenzaron a formarse los depósitos volcanoclásticos secundarios, que permiten comprobar una etapa de mayor destrucción del edificio volcánico, que formó abanicos aluviales muy desarrollados. Hasta el presente no hay datos precisos del lapso de edad de este evento, pero estaría comprendido entre 5,5 a < 4,7 Ma (Arnosio *et al.*, 2014).

Con las secuencias estratigráficas de los valles interserranos es dificultoso establecer correlaciones litoestratigráficas confiables debido a que las geometrías de los depósitos sedimentarios son cuneiformes, corresponden a ambientes de los sistemas coluviales y aluviales que se desarrollaron en forma sincrónica con las diferentes etapas de elevación de la sierras y con mucha frecuencia se encuentran afectados por la tectónica andina. Esta dificultad para la ubicación estratigráfica y correlación de las diferentes unidades litoestratigráficas, se debe a que son depósitos de abanicos aluviales continentales detríticos, mayoritariamente epiclásticos (con la excepción de los depósitos volcanoclásticos de Pocho), con bajo potencial de conservación de restos paleontológicos, salvo en las facies finas más distales y de posición estratigráfica más alta. Aun cuando se produjo el levantamiento localizado y una considerable fragmentación en distintos cordones montañosos, en estos valles interserranos se conservaron secuencias sedimentarias del Plioceno, por subsidencia y acomodación localizada, en las áreas cercanas a los frentes de corrimiento. Por esta razón, los principales afloramientos cenozoicos se ubican en bloques bajo-corridos y buzan con bajo ángulo en el mismo sentido que las fallas maestras (*e.g.* escalón marginal del valle de Punilla). Dado que se trata de sistemas sedimentarios desarrollados en bolsones es común que hayan generado drenajes hacia el centro de las depresiones, comúnmente asimétricas, y sistemas fluviales con diseños centrípetos o colectores longitudinales. En estos ambientes son característicos los cinturones de facies psefíticos proximales y psamíticos hasta pelíticos en situación distal, donde la coloración obedece a las condiciones paleoclimáticas de oxidación y retrabajo del sustrato. Este sería el caso de los depósitos de faldón, actualmente expuestos a la erosión y en situación relíctica o aterrazada que se disponen en los principales valles de Punilla, Calamuchita y de San Alberto. Separando etapas sinorogénicas constructivas con mayores tasas de aporte (agradación-progradación) se desarrollan, particularmente a partir del Mioceno superior, niveles con profusión de paleosuelos y calcretes pedogenéticos que por su extensión areal permiten su correlación.

Fuera del sector serrano e ingresando en las llanuras o regiones marginales la acomodación habría sido mucho menor (menor espesor total preservado) y los sistemas sedimentarios dominantemente fluvio-eólicos. Esto, por un lado, permite sostener correlaciones más regionales de unidades con menor espesor estratigráfico y en muchos casos afectadas por pedogénesis, permitiendo caracterizaciones alopedoestratigráficas. Dentro de esta región, alejada de las serranías que expresan la contracción andina del Neógeno, se manifiesta un intervalo estratigráfico con influencia marina. Esto mismo no habría sucedido en la región serrana ni en las regiones periféricas que estaban sufriendo alzamiento, dado que éstas habrían quedado por encima del nivel de base regional que alcanzaron las transgresiones Laguna Paiva y Paranense - Entrerriense.

La existencia de calcretes freatogénicos y mixtos, muy condensados y solapando diversidad de unidades en la región pampeana (incluyendo basamento y cubiertas paleozoicas y mesozoicas) indica una etapa preorogénica en Córdoba que puede rastrearse en toda la región y hacia el subsuelo de las cuencas adyacentes. Este episodio habría dado origen al marcador estratigráfico conocido como Formación Los Llanos (calcretes poligénicos) que permiten interpretar la condición de peneplanicie que dominó Córdoba antes de su etapa de estructuración final a partir del Mioceno medio. Por encima de este "nivel guía", se desarrollan las columnas neógenas que, con diferente espesor y facies, indican mayor o menor acomodación y proximidad a los frentes serranos. Durante el Plioceno y el Cuaternario, se acentúan los procesos pedogenéticos que generan improntas fácilmente reconocibles permitiendo ensayar esquemas aloestratigráficos y hasta pedoestratigráficos en ciertas regiones, pero siempre mejor evidenciados en las regiones de llanura.

En el Valle del Rio La Cruz, se pudo interpretar, gracias a las observaciones realizadas allí, la evolución geológica de la cuenca. 1) Los niveles clásticos neógenos basales habrían comenzado a depositarse durante el Plioceno tardío (Piso/Edad Chapadmalalense), directamente en discordancia angular sobre el basamento metamórfico. Este registro se interpreta como una evidencia de los movimientos de ascenso principales de las sierras de Los Comechingones – Las Peñas, de edad prechapadmalalense que habrían comenzado durante el Plioceno temprano (pre-Chapadmalalense) como producto de la fase tectónica temprana del Mioceno - Plioceno (Tauber *et al.*, 2017 y referencias allí citadas); 2) Los depósitos sedimentarios basales de la secuencia neógena corresponden a la asociación de facies A de edad Chapadmalalense (ver arriba: descripción litoestratigráfica) y fueron correlacionados con la sección superior de las formaciones Brochero, Casa Grande y Estancia Belgrano y son cronológicamente equivalentes con el relleno sedimentario del ambiente cárstico de Las Caleras, en el área cumbral de la Sierra Blanca. La presencia de sedimentos finos cercanos a las Sierra de Los Comechingones y Sierra Blanca y el desarrollo de varios niveles de paleosuelos muy maduros próximos a la base de la secuencia neógena, sugiere que para el Plioceno tardío tanto la Sierra de Achala como la de Las Peñas carecían de una expresión topográfica de gran magnitud. Esto fue igualmente interpretado previamente para el área tipo de la Formación Brochero (Kraemer *et al.*, 1993); 3). Se produjo un incremento de la pedogénesis y estabilidad tectónica, probablemente a nivel regional, hacia finales del Piso/Edad

Chapadmalalense; 4) Posteriormente se produjo un nuevo movimiento tectónico y cambio de nivel de base entre el límite Plioceno tardío y Pleistoceno temprano (post-Chapadmalalense, Marplatense? –Ensenadense). Esta hipótesis coincide, en líneas generales, con las interpretaciones previas de varios autores a nivel regional, quienes reconocen un importante movimiento tectónico al finalizar el Plioceno (Kraemer *et al*., 1993; Tauber, 2000; Martino *et al*., 2014); 5) Como consecuencia del último movimiento tectónico, se generó un marcado paleorrelieve y mediando disconformidad, se depositaron sedimentos fluviales de la asociación de facies B de edad Ensenadense. Esto también fue documentado e interpretado en el valle de Calamuchita, inmediatamente al norte del área de este valle (Tauber *et al.,* 2017 y referencias allí citadas); 6) Una reactivación ocurrida durante el Pleistoceno temprano a medio (entre el Ensenadense - Bonaerense), produjo otro cambio del nivel de base y generó una nueva disconformidad muy pronunciada; 7) Sobre la superficie erosiva producida como consecuencia de la última reactivación tectónica, se acumularon en disconformidad los niveles de la asociación de facies C del Pleistoceno medio a tardío (pisos/edades Bonaerense-Lujanense; correlacionable con la Formación Chocancharava) y luego, en aparente conformidad, los depósitos eólicos del Pleistoceno tardío y Holoceno temprano (Piso/Edad Lujanense; asociación de facies D). Estas últimas etapas, también fueron documentadas recientemente en el valle de Calamuchita, hacia el Norte del valle del río de La Cruz (Tauber *et al.,* 2017 y referencias allí citadas).

A manera de conclusión, la compartimentación de los diferentes valles interserranos y cordones serranos, habría impactado sobre la diversificación de tipos de sustratos y altitudes que controlaron el desarrollo de la biota durante el Mioceno y Plioceno. Esta hipótesis explica la distribución de las diversas asociaciones de taxones de vertebrados registrados en estos valles y algunos probables casos de endemismo, dificultando las correlaciones bioestratigráficas entre las distintas secciones de estas cuencas. Por último, el registro paleontológico de mamíferos neógenos de las provincias de Córdoba y San Luis, permitirían documentar la progresión diacrónica, en cuanto a las etapas de formación e inicio de la sedimentación en estos valles o depocentros, como consecuencia de la subducción de bajo ángulo de la placa de Nazca (Tauber *et al*., 2017). Esta deformación se habría producido como mínimo desde el Mioceno tardío en la cuenca de Beazley, al oeste de la Sierra de San Luis (Edad Chasiquense; Pascual, 1954) y el Mioceno más tardío en la cuenca del río Quinto, en la Provincia de San Luis (Edad Huayqueriense; Cerdeño *et al*., 2008; Chiesa *et al*., 2011; Lucero, 2016); en el Plioceno temprano en el valle de San Alberto (Edad Montehermosense; Cruz, 2013) y Plioceno tardío en el valle de La Cruz (Edad Chapadmalalense; Tauber *et al.,* 2017) en la provincia de Córdoba.

CONSIDERACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS

Las Sierras Pampeanas de Córdoba ocupan una posición geográfica intermedia entre la región noroeste de Argentina, la costa atlántica bonaerense y la región Pampeana. Por tal motivo, es importante analizar los diferentes conjuntos de taxones de

los yacimientos paleontológicos de Córdoba con la finalidad de interpretar acerca de las conexiones biogeográficas entre estas regiones durante el Neógeno. Al respecto, Reguero y Candela (2011) interpretaron que la diferenciación faunística, a nivel de género, entre las regiones del Noroeste, Noreste argentino y de la costa atlántica comenzó aproximadamente en el límite Mioceno medio a tardío; además, en el Noroeste argentino, el endemismo de la fauna se incrementó en el Mioceno tardío.

La distribución geográfica de los taxones registrados, sugiere que en las Sierras Pampeanas de Córdoba hubo asociaciones faunísticas intermedias, entre las del noroeste argentino y la región Pampeana. Las especies *Thylophorops chapalmalensis*, *Ringueletia simpsoni*, *Macroeuphractus outesi*, *Macrochorobates chapalmalensis*, *Plohophorus* sp. (ver Cruz, 2011), *Nopachtus coagmentatus* (ver Zamorano, 2012), *Xenodontomys ellipticus*, *Eucelophorus chapadmalensis*, *Dankomys simpsoni*, *Pseudotypotherium hystatum* y *Phugatherium novum* son características de la región Pampeana (provincias de Buenos Aires, La Pampa y parte sudoriental de San Luis; *Plohophorus* también en Uruguay). En Córdoba, estos taxones fueron registrados principalmente en las localidades situadas en el sudeste de la región serrana (Alpa Corral, Las Caleras y el río de Los Sauces, en Calamuchita) y *Macrochorobates chapalmalensis* se registró en Las Caleras (Tauber *et al*., 2014) y el valle de San Alberto. Contrariamente a esto, los taxones que tienen una distribución en la región noroeste de Argentina fueron registrados en el valle de San Alberto (*Phlyctaenopyga* sp.). La especie *Plaina brocherense* del valle de Los Reartes, descripta por Castellanos (1958), fue reconocida como una probable especie válida, pero sería transferible al género *Vasallia* (De Iulis y Edmund, 2002), género cuyas especies conocidas se registraron solamente en la región noroeste de Argentina (Catamarca y Tucumán, Reguero y Candela 2011). A esto se suman los taxones conocidos solamente por hallazgos de las sierras cordobesas, como *Nopachtus coagmentatus*, *Propanochthus bullifer*, *Nonotherium hennigi*, "*Ctenomys*" (*Paractenomys*) *cordubensis*, un octodontino de Alpa Corral (Verzi *et al*., 2002) que está en estudio y *Chukimys favaloroi* (Barbieri *et al*., 2016), entre otros. En síntesis, el registro paleontológico de las Sierras de Córdoba, parece coincidir con las interpretaciones de Reguero y Candela (2011), con respecto a la antigüedad del endemismo y la diferenciación faunística entre el Noroeste, Noreste y la costa atlántica.

La diferenciación faunística entre las regiones del noroeste y Pampeana, y el aumento del endemismo durante el Mioceno medio y tardío, coincide temporalmente con el arribo de la placa de Nazca subducida con bajo ángulo, produciendo el fallamiento y el corrimiento de los bloques del basamento hace unos 10 Ma (Jordan y Allmendinger, 1986). Las regiones montañosas tienen un alto potencial para producir diferenciaciones faunísticas, endemismo, distribuciones discontinuas y son refugios de especies amenazadas (*e.g*. Cantero *et al*., 2011). De esta manera se generó un importante relieve que condujo a la fragmentación de los ambientes en la región de las Sierras Pampeanas, siendo esta una de las causas probables e importantes de la diferenciación faunística y del aparente endemismo mencionado (Tauber *et al*., 2014; Krapovickas *et al*., 2017).

PALEOAMBIENTES Y PALEOCLIMAS

Las evidencias sedimentológicas y paleontológicas disponibles para el Neógeno de la provincia de Córdoba, permitieron realizar interpretaciones paleoclimáticas y paleoambientales que no son concluyentes.

Por un lado, el conjunto de vertebrados registrados hasta la actualidad de la Formación Brochero, contienen elementos típicos de las condiciones áridas y frías de la edad Chapadmalalense en la región pampeana bonaerense. Estos elementos fueron registrados en los niveles inferiores (*e.g. Doellotatus*); por el contrario, los taxones indicadores de condiciones más húmedas y de edad Vorohuense (*e.g.* Echimyidae) están restringidos a los niveles superiores de esta unidad estratigráfica (Barbiere *et al.*, 2016). Según estos autores, los datos sedimentológicos son acordes con esta interpretación, ya que, históricamente los sedimentos de la Formación Brochero fueron inferidos como antiguos conos aluviales dispuestos con cabeceras hacia el oeste donde dominan facies proximales y basales gravosas, las que son cubiertas por facies finas en los sectores medios y distales (centro del valle). Ese modelo implica una progradación de facies lateral y vertical que no permite explicar correctamente el hallazgo de fósiles de diferentes edades en sitios muy próximos entre sí que se hallan en el mismo nivel topográfico (ver Cruz *et al.*, 2017). Con lo cual, recientemente, estos autores sugieren una asociación de facies sedimentarias diferente que evidencian un paleoambiente fluvial de tipo meandriforme, donde reconocieron dos subambientes principales: los canales (constituirían las facies 1-4 descriptas por Cruz *et al.*, 2017) y las llanuras de inundación vegetadas (facies 5-6 de Cruz *et al.*, 2017). Este escenario casi siempre indica extensas zonas planas y bajas, intensamente vegetadas, asociadas con cuerpos de agua estables con la circulación de agua libre, lo que se condice con la fauna asociada y descripta por estos autores. Finalmente, por la ubicación paleogeográfica durante tiempos pliocenos del Valle de San Alberto, se considera que estos sistemas fluviales se desarrollaron bajo condiciones climáticas más templadas que las registradas en la actualidad.

Por otro lado, el conjunto de taxones registrados en Las Caleras no muestran por el momento la posibilidad de una interpretación paleoclimática clara y bien sustentada, ya que, se hallaron restos que potencialmente podrían indicar condiciones climáticas disímiles (Tauber, 2000): por ejemplo húmedas (*e.g. Lutreolina* sp. o *Eumysops chapalmalensis*) asociado con restos de indicadores de condiciones áridas o semiáridas (*e.g. Doellotatus chapadmalensis* y *Dolichotis*). En cuanto a la temperatura ambiental, esta pudo ser templado a cálida por los mamíferos registrados y el ambiente predominantemente abierto, con pastizales o semiabierto, con algunos arbustos y árboles subordinados (Tauber, 2000).

Por otra parte, Tauber *et al.* (2017) proponen la hipótesis de un clima templado húmedo y un ambiente predominantemente abierto, con pastizales o estepas herbáceas o arbustivas para el Plioceno tardío (edad Chapadmalalense; evidenciado por la presencia de los paleosuelos maduros, muy bioturbados, con estructuras prismática y gran translocación de arcillas y el registro de *Ringueletia simpsoni*, *Doellotatus chapadmalensis* y Pachyrukhinae gen. et sp. indet), que pasaría a un clima semiárido y ambiente abierto de pastizales durante el Pleistoceno temprano-medio (edad

Ensenadense; evidenciado por la presencia de estructuras calcáreas como tabiques verticales y moldes de raíces y el registro de *Glyptodon munizi*).

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los doctores Roberto Martino y Claudio Carignano por las discusiones que condujeron al hallazgo de las nuevas localidades fosilíferas del valle del río de La Cruz y a SECyT-UNC (A.A. Tauber) por los subsidios otorgados.

BIBLIOGRAFÍA

Álvarez, D. y Tauber, A. 2003. Nuevos registros de mamíferos en la Formación Brochero (Plioceno temprano) del valle de Nono, Córdoba, República Argentina. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 40 (4): 50.

Álvarez, D. y Tauber, A. 2003. Vertebrados de la Formación Brochero (Mioceno tardío-Plioceno) de Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 41 (4): 32-33.

Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Actas de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba 6:1-1028.

Arnosio, M., Popridkin, C., Báez, W. y Bustos, E. 2014. El vulcanismo terciario: Complejo Volcánico Pocho. En Martino, R. D. y Guereschi, A. B. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba, Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino: 623-647. Buenos Aires.

Astini, R. A., Tauber, A. A., Marengo, H. G. y Oviedo, N. del V. 2014. Cubierta sedimentaria Cenozoica (Paleogeno-Neogeno). En: Martino, R. D. y Guereschi, A.B. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba, Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino: 539-589. Buenos Aires.

Asurmendi, I. 2015. Estratigrafía y vertebrados fósiles del Cenozoico tardío del río de La Cruz, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. Trabajo Final, Universidad Nacional de Córdoba (inédito), 100 p., Córdoba.

Asurmendi, I., Tauber, A. A. y Krapovickas, J. M. 2015. Estratigrafía y vertebrados fósiles del Cenozoico tardío del Río de la Cruz, Departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 53 (1): 5.

Barbiere, F., Cruz, L. E., Ortíz, P. E. y Pardiñas, U. F. J. 2016. A new genus of Sigmodontinae (Mammalia, Rodentia, Cricetidae) from the Pliocene of central Argentina. Journal of Vertebrate Paleontology, 36, doi: 0.1080/02724634.2016.1199557

Beltramone, C. A. 2004. Caracterización estructural del piedemonte occidental de las Sierras Chicas y de Pajarillo-Copacabana entre La Cumbre y Las Lajas, provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59 (3): 423-432.

Berman, W. D. 1994. Los carnívoros continentales (Mammalia, Carnivora) del Cenozoico en la provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (inédito), 412 p., La Plata.

Bondesio, P. y Pascual, R. 1981. Un Cardiatheriinae (Mammalia, Hydrocheridae) de los calcáreos travertínicos de Las Playas (Córdoba). Edad y correlaciones. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 18: 169-175.

Bonalumi, A., Martino, R., Baldo, E., Zarco, J., Sfragulla, J., Carignano, C., Kraemer, P., Escayola, M., Tauber, A., Cabanillas, A., Juri, E. y Torres, B. 1999. Hoja Geológica 3166-IV, Villa Dolores. Provincias de Córdoba, La Rioja y San Luis. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 250, 123 p, Buenos Aires.

Bonalumi, A., Martino, R., Sfragulla, J., Carignano, C. y Tauber, A. 2005. Hoja Geológica 3363-I, Villa María. Provincia de Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 347, 74 p., Buenos Aires.

Bond, M. 1986. Los ungulados fósiles de Argentina: evolución y paleoambientes. IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 2: 173-185, Mendoza.

Breccia, M. 2008. Geología y estratigrafía de la Formación La Playa, Departamento Minas, Provincia de Córdoba. Trabajo Final, Universidad Nacional de Córdoba (inédito), 72 p., Córdoba.

Brizuela, S. y Albino, A. M. 2012. The teiid lizard *Tupinambis* in the Miocene-Pliocene of Córdoba and Entre Ríos provinces (Argentina). Ameghiniana, 49 (2): 262-266.

Burmeister, G. 1874. Monografía de los gliptodontes en el Museo Público de Buenos Aires. Anales del Museo Público de Buenos Aires 2 (6): 355-412.

Calegari, R. J., Chebli, G., Manoni, R. S. y Lázari, V. 2014. Cuencas cretácicas de la región central del pais: General Levalle. En: Martino, R.D. y Guereschi, A.B. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba, Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino: 913-937, Buenos Aires.

Candela, A. M. 2004. A new giant porcupine (Rodentia, Erethizontidae) from the late Miocene of Argentina. Journal of Vertebrate Paleontology 24 (3): 732-741.

Candiani, J. C., Carignano, C., Stuart-Smith, P., Lyons, P., Miró, R. y Lopez, H. 2001a. Hoja Geológica 3166-II, Cruz del Eje, Provincia de Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 249, 77 p, Buenos Aires.

Candiani, J. C., Stuart-Smith, P., Gaido, F., Carignano, C., Miró, R. y López, H. 2001b. Hoja Geológica 3163-I, Jesús María, Provincia de Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 314, 74 p, Buenos Aires.

Cantero, J. J., Sfragulla, J. A., Nuñez, C., Bonalumi, A. A., Mulko, J., Amuchastegui, A., Chiarini, F., Barboza, G.E., Ariza Espinar, L., 2011. Flora de los aflora-

mientos de mármoles y serpentinitas de las Sierras de Córdoba (Argentina). Kurtziana 36, 11-45.

Cantú, M. 1992. Provincia de Córdoba. En Iriondo, M. (Ed.) El Holoceno en la Argentina, CADINQUA 1: 1-16, Buenos Aires.

Castellanos, A. 1936. Los sedimentos del Pampeano inferior y del Araucano en el Valle de Los Reartes. Publicaciones de la Facultad de Ciencias Matemáticas, Físico-Químicas y Naturales aplicadas a la industria de la Universidad Nacional del Litoral, Serie Técnico-Científica 6: 1-110.

Castellanos, A. 1942. Los sedimentos prepampeanos del Valle de Nono (Sierra de Córdoba) Argentina. Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología de la Universidad Nacional del Litoral 4: 1-63.

Castellanos, A. 1944. Paleontología estratigráfica de los sedimentos neógenos de la provincia de Córdoba. Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología de la Universidad Nacional del Litoral 23: 5-47.

Castellanos, A. 1951. Un nuevo género de esclerocaliptino (Isolinia) descubierto en el Araucaniano del valle de Los Reartes (Sierra de Córdoba, Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina 6 (2): 96-99.

Castellanos, A. 1956. Nota preliminar sobre nuevos restos de mamíferos fósiles en el Brocherense del Valle de Los Reartes (provincia de Córdoba, Argentina). XX Congreso Geológico Internacional: 217-233, México.

Cerdeño, E.; Chiesa, J. & Ojeda, G. 2008. Presence of *Oxyodontherium* (Macraucheniidae, Litopterna) in the Río Quinto Formation, San Luis (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 25: 217–226. *doi:10.1016/j.jsames.2007.06.004*

Chiesa, J., Basaez, A., Navio, J., Strasser, E., Ojeda, G. y Lucero, N. 2011. Estratigrafía del Neógeno de San Luis, Argentina. En Salfity, J. y Marquillas, R. (ed.) Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina: 75-89, Instituto del Cenozoico, Universidad Nacional de Salta. SCS Publisher.

Chimento, N. R., Derguy, M. R. y Hemmer, H. 2014. Puma (Herpailurus) pumoides (Castellanos, 1958). Comentarios sistemáticos y registro fósil. Estudios geológicos, Serie Correlación Geológica 30 (2): 92-134.

Cioccale, M. A. 1999. Investigación geomorfológica de las Cuencas Serranas. Estudio geomorfológico integral: Morfodinámica, morfometría y morfogénesis del flanco oriental de las Sierras Chicas de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédito) 121 p., Córdoba.

Costa, C., Massabie, A., Sagripanti, G., Brunetto, E. y Coppolecchia, M. 2014. Neotectónica de la provincia de Córdoba. En: Martino, R. D. y Guereschi, A.B. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba, Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino: 725-748, Buenos Aires.

Cruz, L. E. 2011. La megafauna del Pleistoceno-Holoceno temprano de la provincia de Córdoba y su comparación con la de Buenos Aires. Sistemática, Bioestratigrafía y Dinámica Faunística. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédito), 226 p., La Plata.

Cruz, L. E. 2013. "Biostratigraphy and geochronology of the late Cenozoic of Córdoba Province (Central Argentina)". Journal of South America Earth Sciences 42: 250-259.

Cruz, L. E., Fernicola, J. C., Carignano. 2017. New vertebrates of the Brochero Formation (Córdoba, Argentina): a review of the Pliocene of central Argentina. Journal of Mammalian Evolution DOI 10.1007/s10914-017-9390-0.

Cruz, L. E., Vucetich, M. G., Deschamps, C. M. y Carignano, C. G. 2013. Primer registro de carpinchos (Rodentia, Hydrochoeridae) en la Formación Brochero (Plioceno, Córdoba, Argentina). Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 50 (6): 43.

Cruz, L. E., Fernicola, J. C., Carignano, C., Bargo, M. S., Bond, M., Brizuela, S., Candela, A. M., Deschamps, C. M., Kaluza, J., Ortiz, P., Pardiñas, U. F. J., Perez Ben, C., Teta, P. y Vucetich, M. G. 2014. New vertebrate assemblage from the Brochero Formation (late Pliocene), Cordoba province, Argentina. IV International Palaeontological Congress, Actas: 689, Mendoza, Argentina.

Deschamps, C. M., Vucetich, M.G., Montalvo, C. I. y Zárate, M. A. 2013. Capybaras (Rodentia, Hydrochoeridae, Hydrochoerinae) and their bearing in the calibration of the late Miocene-Pliocene sequences of South America. Journal of South American Earth Sciences 48: 145-158.

Donadío, O. 1982. Los lacertilios fósiles de la Provincia de Córdoba (Sauria, Teiidae) y sus implicancias paleoambientales. III Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 217-223, Corrientes.

Frenguelli, J. 1918. Notas preliminares sobre la constitución geológica del subsuelo de la cuenca de Córdoba. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias 23: 203-220.

Giannoncelli, R. M. y Tauber, A. A. 1997. Nueva localidad fosilífera del Plioceno en la Provincia de Córdoba, República Argentina. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 34: 119.

Gordillo, C. E. y Lencinas, A. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y de San Luis. En Turner J. M. C. (ed.) II Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 577-650, Córdoba.

Kraemer, P., Tauber, A., Schmidt, C. y Ramé, G. 1993. Análisis cinemático de la "Falla de Nono". Evidencias de actividad neotectónica. Valle de San Alberto, Provincia de Córdoba. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 277-281, Mendoza.

Kraglievich, L. 1934. La antigüedad pliocena de las faunas de Monte Hermoso y Chapadmalal, deducidas de su comparación con las que le precedieron y sucedieron. Imprenta "El Siglo Ilustrado": 17-136, Montevideo.

Kraglievich, J. L. y Reig, O. A. 1954. Un Nuevo prociónido del Plioceno de Las Playas (Provincia de Córdoba). Revista de la Asociación Geológica Argentina 9: 210-231.

Krapovickas, J. M. 2014. Estratigrafía y mamíferos fósiles de las Sierras Pampeanas de la Provincia de Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 391 p., Córdoba.

Krapovickas, J. M., Tauber, A. A. y Haro, A. 2017. Quaternary biostratigraphy and biogeography of mountain region of Córdoba, Argentina. *Geobios*. DOI: 10.1016/j.geobios.2017.03.001.

Lencinas, A. 1971. Geología del Valle de Punilla entre Bialet MAssé y La Cumbre, Provincia de Córdoba. Boletín Asociación Geológica de Córdoba 1 (2): 61-71.

Lucero, N. 2016. Bioestratigrafía y Paleontología del Neógeno y Cuaternario de San Luis, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Luis (inédita), 218 p, San Luis.

Martino, R. D., Guereschi, A. B. y Carignano, C. C. 2012. Influencia de la tectónica preandina sobre la tectónica andina: el caso de la falla de la Sierra Chica, Sierras Pampeanas, de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 52 (3): 207-221.

Martino, R. D.; Guereschi, A.B. & Montero, A. C. 2014. La estructura cenozoica (paleógena-neógena) de las sierras de Córdoba. In: R.D. Martino & A.B. Guereschi (eds.) Relatorio de la geología y recursos Naturales de la Provincia de Córdoba, Asociación Geológica Argentina, p. 649-671.

Marshall, L. G., Berta, A. Hoffstetter, R., Pascual, R., Reig, O., Bombin, M. y Mones, A. 1984. Mammals and stratigraphy: Geochronology of the continental mammal-bearing quaternary of South America. Paleovertebrata, Mémoire Extraordinaire 1-76.

Olivares, A. I. y Verzi, D. H. 2014. Systematics, phylogeny and evolutionary pattern of the hystricognath rodent Eumysops (Echimyidae) from the Plio–Pleistocene of southern South America. Historical Biology 7: 1042-1061.

Olsacher, J. 1960. Descripción geológica de la Hoja 20h - Los Gigantes, Provincia de Córdoba. Dirección Nacional de Minería y Geología, Anales 12, 90: 5-46.

Pascual, R. 1954. Adiciones a la fauna de la Formación de Los Llanos de San Luis y su edad. *Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradición de Mar del Plata*, 1: 113–121.

Piovano, E. L., Manzur, A. y Pasquini, A. I. 1992. Análisis paleoambiental de las formaciones aflorantes al oeste de la ciudad de Córdoba. IV Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 3: 105-111, La Plata.

Reinante, S. M., Olivieri, G., Salinas, A., Lovecchio, J. P. y Basile, Y. 2014. La Cuenca Chacoparaná: estratigrafía y recursos de hidrocarburos. En: Martino, R.D. y Guereschi, A.B. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba, Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino: 895-912. Buenos Aires.

Richardson, T., Ridgway, K., Gilbert, H., Martino, R., Enkelmann, E., Anderson, M. y Alvarado, P. 2013. Neogene and Quaternary tectonics of the Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: Active intraplate deformation inboard of flat-slab subduction, Tectonics 32: 780-796.

Sagripanti, G. L., Villalba, D. y Villegas, M. B. 2012. Nuevas evidencias de deformaciones cuaternarias asociadas a la falla Sierra Chica, Sierras Pampeanas de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 69 (4): 611-626.

Santa Cruz, J. N. 1972. Geología al Este de la Sierra Chica (Córdoba) valle del Río Primero. Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba 1 (3-4): 102-109.

Santa Cruz, J. 1973a. Cortes geológicos transversales del valle de río Santa Catalina (Córdoba) en un sector del pie de sierra. Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba 2 (1-2): 25-29.

Santa Cruz, J. 1973b. Geología al este de la Sierra Chica (Córdoba), entre La Granja y Unquillo con especial referencia a las entidades sedimentarias. V Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 221-234, Villa Carlos Paz (Córdoba).

Sayago, J. M. 1975. Geomorfología aplicada del valle de San Alberto (Provincia de Córdoba). Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédito), 131 p., Córdoba.

Sayago, J. M. 1979. Geomorfología del Valle de San Alberto, Provincia de Córdoba. VII Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 89-107, Neuquén.

Soibelzon L. y Prevosti F. J. 2008. Los carnívoros (Carnivora, Mammalia) terrestres del Cuaternario de América del Sur. En Pons G. X. y Vicens D. (ed.) Geomorfología Litoral y Cuaternario. Homenaje a Joan Cuerda Barceló. Monografías de la Sociedad de Historia Natural de las Baleares 14: 49-68, Palma de Mallorca.

Tauber, A. A. 2000. Las Caleras, Provincia de Córdoba, primer yacimiento fosilífero de origen cárstico de Argentina. Revista Española de Paleontología 15 (2): 233-244.

Tauber, A. A., Asurmendi, I. y Krapovickas, J. M. 2017. Bioestratigrafía de vertebrados y evolución geológica del Cenozoico tardío del Valle de La Cruz, Córdoba, Argentina. Revista Brasileira de Paleontologia 20 (2): 219-238.

Tauber, A. A., Krapovickas, J. M., Marengo, H. G. y Haro, J. A. 2014. Paleontología del Cenozoico. En: Martino, R.D. y Guereschi, A.B. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba, Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino: 591-621, Buenos Aires.

Verzi, D. H., Montalvo, C. I. y Tiranti, S. 2003. Un nuevo Xenodontomys (Rodentia, Octodontidae) del Mioceno tardío de La Pampa, Argentina. Patrón evolutivo y biocronología. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 40: 229-238.

Verzi, D. H., Tonni, E.P., Scaglia, O. A. y San Cristóbal, J. O. 2002. The fossil record of the desert-adapted South American rodent *Tympanoctomys* (Rodentia, Octodontidae). Paleoenvironmental and biogeographic significance. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 179: 149-158.

Vucetich, M. G., Deschamps, C. M., Pérez, M. E. y Montalvo, C. I. 2014. The taxonomic status of the pliocene capybaras (Rodentia) *Phugatherium* Ameghino and *Chapalmatherium* Ameghino. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 51 (3): 173-183.



PLEISTOCENO

Estratigrafía, paleontología y evidencias paleoambientales del Pleistoceno de San Luis

Jorge O. CHIESA[1], Natalia P. LUCERO[1], Alberto C. BASAEZ[1,2]

[1] Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, Ejército de los Andes 950, (5700) San Luis, chiesa@unsl.edu.ar, nalucero@gmail.com
[2] CCT-San Luis, Conicet, Almirante Brown 907, (5700) San Luis, acbasaez@gmail.com

RESUMEN

Palabras clave:
San Luis
Pleistoceno
Paleomamíferos
Estratigrafía
Paleoambiente

Los depósitos sedimentarios asignados al Cuaternario de la provincia de San Luis, se sitúan según el área de relevamiento en distintos ambientes fisiográficos con características particulares. Estas áreas corresponden a las siguientes unidades geomorfológicas dominantes: el piedemonte y pampas de altura de la Sierra de San Luis, la Depresión Oriental o de Conlara, la Depresión Longitudinal Central, la Planicie Medanosa Austral y la Depresión Occidental o de Desaguadero. Los principales afloramientos se ubican como exposiciones parciales en los cursos fluviales y arroyos que conforman las cuencas hidrogeológicas de los ríos Quinto, Conlara y Desaguadero, generalmente suprayaciendo al basamento o sedimentitas neógenas, mientras que similares secuencias se identifican en otros sectores de la provincia apoyando sobre sedimentitas cretácicas, como es el caso de la cuenca de Beazley. Los restos fósiles cuaternarios y las características sedimentológicas de los niveles portadores, pertenecen a distintos paleoambientes: eólicos, aluviales, fluviales y hasta lacustres, con desarrollo de horizontes paleoedáficos en todos ellos. El conjunto de mamíferos pleistocenos, hallados en los distintos ambientes geomorfológicos de la provincia, pero dominantes en la Depresión de Conlara y pampas de altura de la Sierra de San Luis, permitieron en base al análisis estratigráfico y paleontológico, definir una biozona de asociación: Biozona de *Neosclerocalyptus paskoensis-Equus (Amerhippus) neogeus*, con su área tipo en el piedemonte sur de la Sierra de San Luis. Los perfiles vinculados a la Formación Barranquita, se constituyen en la unidad más importante desde el punto de vista paleontológico.

ABSTRACT

Palabras clave:
San Luis
Pleistocene
Paleomammals
Stratigraphy
Paleoenvironment

"Stratigraphy, Paleontology and paleoenvironmental evidences of the Pleistocene of San Luis". The sedimentary deposits assigns to the Quaternary of San Luis province are located in different physiographic environments depending on the area of survey with particular characteristics. These areas correspond to the following geomorphological dominant units: the foothill and the "pampas de altura" of the San Luis range, the Conlara or Oriental Depression, the Longitudinal Central Depression, the Austral Dune Plain and the Occidental or Desaguadero Depression. The main outcrops are located as partial expositions in the rivers and stream courses that constitute the hidrogeological basins of the Quinto, Conlara and Desaguadero rivers, in general overlying the basement or the neogene sedimentary rocks, while similar sequences are identify in others areas of the province overlying Cretaceous sedimentary rocks like the case of Beazley Basin. The Quaternary fossils and the sedimentological characteristics of the levels belong to different paleoenvironments: eolian, alluvial, fluvial, and also lacustrine, all of them with development of paleoedaphic horizons. The group of Pleistocene mammals founded on different geomorphological environments of the province but mainly on the Conlara Depression and "pampas de altura" of San Luis range allow, based on the stratigraphic and paleontological analysis, to define an Association Biozone: *Neosclerocalyptus paskoensis-Equus (Amerhippus) neogeus*, with its type area on the south foothills of San Luis range. The profiles related with the Barranquita Formation constitute the most important unit from a paleontological.

INTRODUCCIÓN

La provincia de San Luis se ubica en el centro-oeste de Argentina, entre las coordenadas 31º50' y 36º00' latitud Sur y 64º49' y 67º22' longitud Oeste. Se halla a 700 km al Oeste del Océano Atlántico y 250 km al Este de la Cordillera de los Andes. La mayor superficie del relieve es una llanura, con una cota entre 600 y 700 msnm, mientras que en la zona serrana se alcanza una altura de 2220 msnm; su relieve está representando dos ambientes contrastantes, el de planicie y el de serranía (González Díaz, 1981). El primero ocupa la Planicie Medanosa y las depresiones interserranas septentrionales: Depresión Oriental, Depresión Longitudinal Central y Depresión Occidental, estas últimas separadas por las unidades del ambiente de serranía que se disponen como fajas elongadas en dirección norte-sur, distribuidas de este a oeste en sierra de Comechingones, sierra de San Luis, y las Serranías Occidentales (sierras de Guayaguas, Cantantal, Las Quijadas, El Gigante y Cerrillada de las Cabras).

Las características estratigráficas de los depósitos pleistocenos corresponden a las exposiciones parciales en la base de los arroyos y cauces que conforman las cuencas hidrogeológicas, generalmente suprayaciendo al basamento, sedimentitas cretácicas y/o neógenas.

En general, para toda la provincia de San Luis, las características geomorfológicas fueron dadas a conocer en las contribuciones de Gez (1938) y González Díaz (1981); mientras que las evidencias litoestratigráficas y paleontológicas cenozoicas corresponden a Pascual y Bondesio (1981). Una renovada actualización de dicho conocimiento es referida por Costa *et al.* (1997, 1999, 2001, 2005). Los relevamientos regionales con referencia al Cuaternario corresponden a Tapia y Rigal (1933), Pastore y Ruiz Huidobro (1952), Pastore y González (1954), Methol (1971) y Rossi (1966).

Particulares aportes acerca de los afloramientos pleistocenos en la provincia de San Luis corresponden a Frenguelli (1931), Santa Cruz (1979), Iriondo (1999), Latrubesse y Ramonell (1990), Ramonell y Latrubesse (1991), Ramonell *et al.* (1992), Ramonell *et al.* (1993), Strasser *et al.* (1996), Chiesa *et al*. (1997, 2001, 2002, 2014), Tognelli *et al.* (2000) Strasser y Chiesa (2004, 2006), Tripaldi y Forman (2007) y Basaez (2016).

Las primeras menciones referidas a los fósiles cuaternarios en San Luis corresponden a Adaro (1917), quien menciona e ilustra restos de xenartros y ungulados pleistocenos de San Luis; en dicha contribución se describen los hallazgos de distintos puntos cercanos a la sierra de San Luis provistos por los lugareños a partir de 1910. Posteriormente, Frenguelli (1931) identifica más restos de megamamíferos encontrados en varias zonas de la provincia, aisladas entre sí, a los que se suman los correspondientes a distintos relevamientos geológicos en la provincia de San Luis (Tapia y Rigal, 1933; Pastore y Ruiz Huidobro, 1952; Pastore y González, 1954). Últimamente, Pascual y Bondesio (1981), mencionan las características litoestratigráficas y hallazgos paleontológicos, para actualizar el esquema paleoambiental vigente en ese momento y basado fundamentalmente en las características identificadas a partir de las "Edades Mamíferos de la región pampeana", en donde se sugiere cierta relación con la última glaciación y ciclo postglacial.

Finalmente, a partir de la última década del siglo XX, se producen avances significativos en la descripción, ilustración, cronoestratigrafía y geocronología de los restos fósiles cuaternarios, hallados principalmente en las cuencas periféricas a la región serrana de la provincia. Tales contribuciones corresponden a Chiesa *et al.* (1996, 1999 a y b, 2000, 2010 a y b, 2012 a y b), Tognelli *et al.* (2000), Chiesa y Lucero (2005); Chiesa y Lucero (2006 a y b), Chiesa (2008), Lucero *et al.* (2009), Miño Boilini *et al.* (2009), Bargo *et al.* (2010), Lucero y Chiesa (2012), Lucero y Miño-Boilini (2013), Basaez *et al.* (2013), Font *et al.* (2014) y Lucero (2016). Todas las unidades sedimentarias cuaternarias de San Luis son reunidas en Grupo San Luis definido por Chiesa y Strasser (2009).

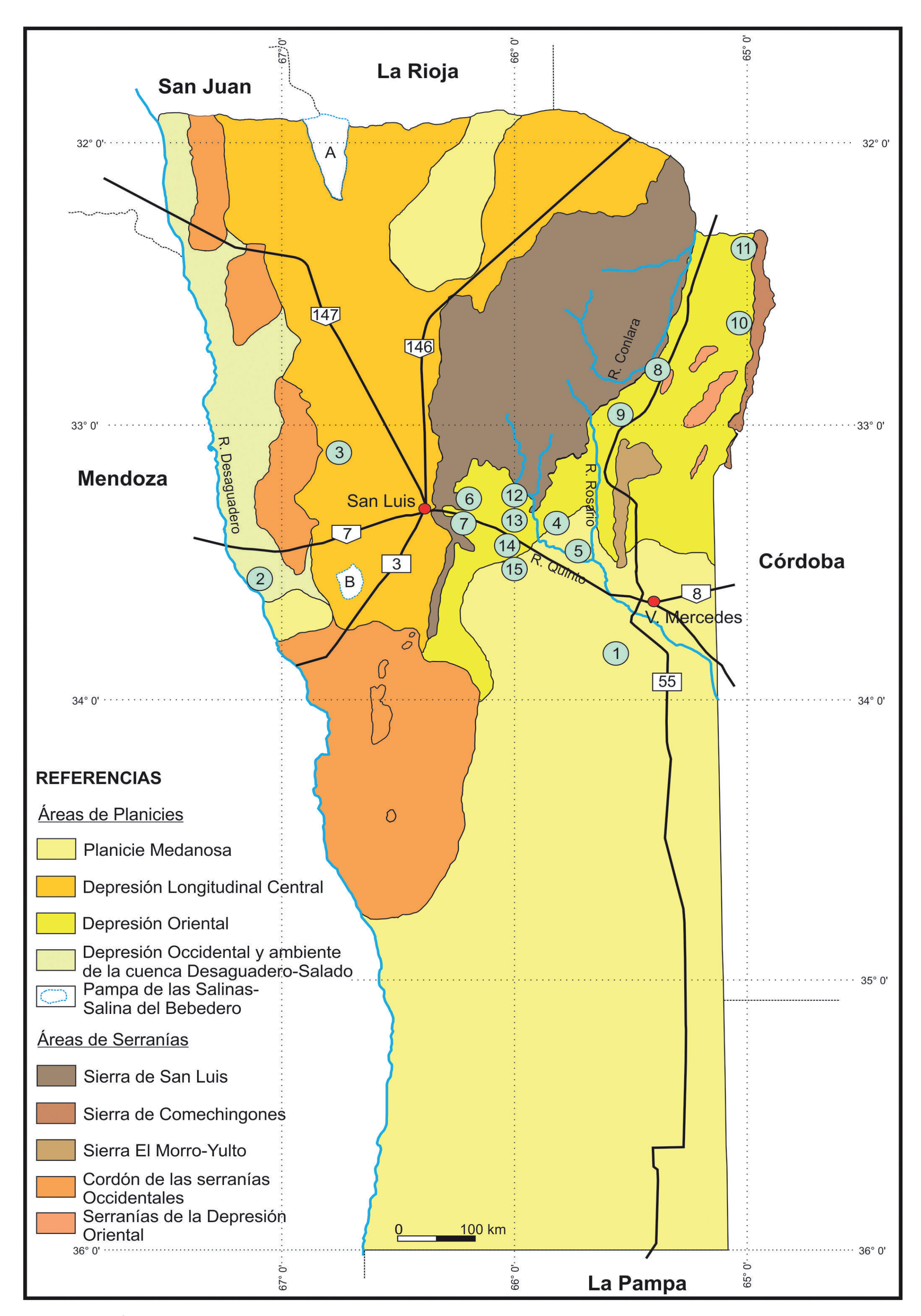


Figura 1. Áreas representativas de los perfiles tipos de las unidades pleistocenas de la provincia de San Luis. 1) Formación El Chulengo, 2) Formación Arco del Desaguadero, 3) Formación Toro Muerto, 4) Formación La Petra, 5) Formación Fraga, 6) Formación Fanglomerado del Potrero, 7) Formación Las Chacras, 8) Formación Renca, 9) Formación Río Conlara, 10) Formación Uspara, 11) Conglomerado Merlo, 12) Formación Alto Grande, 13) Formación Barranquita, 14) Paleosuelo Los Toldos, 15) Formación Algarrobito.

MARCO GEOLÓGICO

Depresión de Conlara

Methol (1971), realiza un detallado mapeo y descripción de las unidades estratigráficas cenozoicas del norte de la depresión, mientras que Santa Cruz (1979) define para el Pleistoceno a las formaciones San Felipe, Renca y Río Conlara mientras que al Pleistoceno superior-Holoceno asigna la Formación San Luis, para luego realizar una interpretación geológica general, en donde determina que la Formación Río Conlara (Formación Uspara, *sensu* C.A.A.A.S., 1973) es el testimonio de la acción de un sistema fluvial antecesor al actual río Conlara, que seguía aproximadamente la misma traza principal y el mismo sentido hacia el norte. Previamente, C.A.A.A.S. (1973), propone afloramientos pleistocenos en el borde occidental de la Sierra de Comechingones, definidos como Conglomerado de Merlo y Formación Estanzuela.

Pascual y Bondesio (1981) ponen en duda la asignación a la Formación San Felipe (Santa Cruz, 1979) de las sedimentitas expuestas en las áreas de San Pablo, Tilisarao y en el corte de la ruta en las cercanías de La Toma, considerando que, a diferencia de los sedimentos del Pleistoceno inferior, el Pleistoceno superior en el territorio puntano está documentado por restos de mamíferos fósiles cuyos taxones en conjunto caracterizan a las comunidades del Piso/Edad Lujanense. Posteriormente, Chiesa y Strasser (2009) sostienen que esta unidad es una facies de la Formación Río Quinto (Neógeno) por lo que desestiman su desarrollo.

Costa *et al.* (1997) producen una renovada visión y actualización de la geología a escala 1:250.000, en donde queda incluida el área, compartiendo las unidades definidas por Santa Cruz (1979) y mejorando las descripciones sedimentológicas. Finalmente, Chiesa *et al.* (2001, 2002) se refieren en detalle a la Formación Río Conlara, sus características texturales y ambiente depositacional, mientras que Strasser y Chiesa (2004, 2006) aportan información sobre todas las unidades.

Cuenca del Río Quinto

Pastore y Ruiz Huidobro (1952) describen depósitos de origen fluvial y aluvial, algunos de ellos reconocidos como vestigios de antiguas terrazas formadas en los depósitos de cabecera del original río Quinto. Estas terrazas fueron asignadas por Santa Cruz (1979) con dudas al Pleistoceno temprano, definiendo así la Formación Estancia La Petra, la cual aflora al Noroeste del embalse Paso de Las Carretas. Santa Cruz (1979) reconoció además, en las barrancas de los arroyos del piedemonte oriental de la Sierra de San Luis, dos unidades granulométricamente distintas, e incluyó a ambas bajo la denominación de Formación San Luis. Pascual y Bondesio (1981) cuestionaron los criterios utilizados por Santa Cruz (1979) para la definición de dicha unidad, y en concordancia con ello, Latrubesse y Ramonell (1990a) propusieron tres nuevas unidades formacionales, identificando como Formación Alto Grande (Pleistoceno tardío) a los depósitos fluviales, que al Oeste del Rio Quinto rellenan los paleo-valles, atribuyendo su origen al desarrollo de una importante ac-

tividad fluvial en la región en la región asociada al establecimiento de condiciones de clima húmedo; la Formación Barranquita, correspondiente a los depósitos eólicos loessoides que conforman el sistema eólico dominante del Pleistoceno tardío-Holoceno temprano en base a su contenido fosilífero, los que en sectores deprimidos, con malas condiciones de drenaje presenta características palustres. Finalmente, Basaez (2016) caracteriza textural y composicionalmente a cada una de ellas y realiza una comparación de las mismas, manteniendo los nombres formacionales propuestos por Santa Cruz (1979) y Latrubesse y Ramonell (1990a).

Piedemonte austral de la Sierra de San Luis

Latrubesse *et al.* (1990), definieron como Formación Las Chacras a sedimentos psefíticos adosados a la ladera suroccidental de la sierra de San Luis, en los sectores de Potrero de Los Funes-Las Chacras-Cruz de Piedra y probablemente en la sierra de Los Padres. Sozzi *et al.* (1995), describen depósitos conglomerádicos, en parte aglomerádicos, y subordinadamente arenosos con estratificación fina subparalela, en el borde suroccidental de la Sierra de San Luis y que asignan al Pleistoceno superior. Por su parte, Riera (1997) menciona depósitos con características similares y de mayor potencia en las inmediaciones de Suyuque Viejo, y los asocia a esta misma formación.

Rivarola y Di Paola (1993) definen la Formación Fanglomerado del Potrero en la cuenca de Potrero de los Funes, cuyas psefitas y psamitas corresponden a la red de distributarios del ápice del fanglomerado.

Planicie Austral

Frenguelli (1931) se refiere al origen, composición, estratigrafía y correlación de los depósitos eólicos, así como también a las lagunas y las evidencias bióticas, sin definir alguna unidad en particular. Latrubesse y Ramonell (1990b) reconocen la planicie eólica austral, caracterizando a dicha unidad como "paleodesierto austral de San Luis". Ramonell *et al.* (1992), tomando como referencia las inmediaciones de la Laguna Sayapé, proponen para la sucesión aflorante la denominación de Formación El Chulengo, integrada por cuatro miembros, a saber de base a techo: Miembro Nahuel Mapa (Pleistoceno superior), Miembro Sayapé (Holoceno superior), Miembro Los Crespines (Holoceno superior) y Miembro Estancia Los Pocitos (Holoceno superior). Iriondo (1990, 1997) e Iriondo y García (1993), mencionan que algunas de las características del área de estudio constituyen una fuente de información para explicar la evolución paleoambiental durante el Pleistoceno y Holoceno en el centro-oeste de Argentina, en particular lo que reconociera como Mar de Arenas. La existencia de este último concepto es compartida en las contribuciones de Cioccale (1999), Carignano (1999) y Zárate (2003).

Finalmente, Tripaldi y Forman (2007) describen y presentan fechados absolutos de los depósitos eólicos en la zona norte (Nueva Escocia), proponiendo la instalación

del sistema durante la última glaciación (*ca.* 33 y 20 ka), el que fue reactivado en el último siglo, coincidente con el uso agrario.

Cuenca de Beazley

Constituye una cuenca de tipo hemigraben, elongada en sentido noroeste-sureste y labrada sobre el basamento, en donde se depositaron sedimentitas cretácicas y neógenas, cubiertas por depósitos eólicos y aluviales cuaternarios (Rivarola y Spalletti, 2006).

Los primeros relevamientos estratigráficos de semi-detalle en la región noroeste de la provincia de San Luis corresponden a Guiñazú (1961, relevamientos previos a 1936), quien produce un avance significativo en el conocimiento de la estratigrafía, con aislados hallazgos paleontológicos, que periten su vinculación con los Estratos de los Llanos aflorantes en La Rioja y Córdoba, indicando que los depósitos cuaternarios corresponden principalmente a depósitos loéssicos y palustres. Iriondo (2010) se refiere brevemente a los depósitos pleistocenos, proponiendo la Formación Toro Muerto. Finalmente, Font *et al.* (2014) presentan un perfil estratigráfico reconociendo, además de la Formación Toro Muerto, la infrayacente Formación Alto Grande de carácter fluvial, ambas cubiertas por los depósitos eólicos de la Formación Barranquita.

Rodríguez (1966), Rodríguez y Barton (1993) y González Díaz y Fauque (1993) aportan información de índole estratigráfico, sedimentológico, geomorfológico y micropaleontológico referido a los afloramientos de las barrancas del Río Desaguadero. Posteriormente, Chiesa *et al.* (2010, 2015) amplían el conocimiento y la relación entre los depósitos del Río Desaguadero y la Salina del Bebedero.

RESULTADOS

Paleontología

La primera reseña histórica y sintética sobre el conocimiento de estudios que de algún modo vincularan a la geología y los fósiles cuaternarios en San Luis, corresponde a Strasser *et al.* (1992). En dicha contribución la cita más antigua corresponde a De Moussy (1860), quien menciona *"se cuenta que en algunas planicies de la Sierra de San Luis se encuentran esqueletos fósiles muy voluminosos. Todas nuestras búsquedas han sido infructuosas y no hemos podido reunir las pruebas"*. Una situación similar es presentada por Ave Lallemant (1875), aunque señala haber encontrado *"una costilla"*, sin más descripción, en la Cañada de Zavala.

Adaro (1917), es el primer investigador que describe e ilustra restos de xenartros y ungulados pleistocenos de San Luis, quien refiere *"el primer fósil que llegó a nuestras manos fue una vértebra dorsal de Megatherium hallada en la ribera izquierda del Río Quinto"*; asimismo menciona que *"después, en 1901, recibimos otro hueso mejor fosilizado, coloreado en negro como carbón de piedra y encontrado por nuestro amigo Antenor*

Tabla 1. Esquema de correlación de unidades estratigráficas cuaternarias de San Luis. Relación con la fauna fósil representativa de la Biozona de *Neosclerocalyptus paskoensis-Equus* (A.) *neogeus*.

Tiempo \ Área		Cuenca del río Quinto	Piedemonte de la sierra de San Luis	Planicie Austral	Cuenca de Beazley	Cca. Desaguadero	Depresión de Conlara	
Holoceno		Fm. Algarrobito	Fm. Algarrobito	Fm. El Chulengo	Fm. Algarrobito	Fm. Arco del Desaguadero	Fm. Algarrobito	
		Paleosuelo Los Toldos	Paleosuelo Los Toldos		Paleosuelo Los Toldos		Paleosuelo Los Toldos	
							Fm. Río Conlara	
		Fm. Barranquita	Fm. Barranquita		Fm. Barranquita		Fm. Barranquita	
Pleistoceno		Fm. Alto Grande	Fm. Alto Grande		Fm. Toro Muerto		Fm. Renca	Cong. Merlo
		Fm. Fraga	Fm. Las Chacras					
		Fm. La Petra	Fanglomerado del Potrero		?		Fm. Uspara	

Biozona *Neosclerocalyptus paskoensis - Equus (A.) neogeus*
Scelidotherium leptocephalum
Stegomastodon platensis
Megatherium americanum
Equus (Amerhippus) neogeus
Neosclerocalyptus paskoensis
Scelidodon chiliense
Glyptodon reticulatus
Panochthus cf. tuberculatus

Orueta en la margen izquierda del Río Conlara y sobre el callejón que sale de San Pablo para La Riojita. Es el ilión de un Megatherium". En dicha contribución, se describe el hallazgo de restos fósiles en las sucesiones cuaternarias, de distintos puntos cercanos a la sierra de San Luis y provistos por los lugareños a partir de 1910. Una referencia aislada se asigna a Pastore (1915) por el hallazgo de una vértebra de *Megatherium* en la zona de El Morro.

Frenguelli (1931), como una cita muy importante para la época, identifica las siguientes taxa: *Megatherium americanum greslebini*, *Scelidotherium sp.*, *Lestodon sp.*,*"Eumylodon" sp.* (*Mylodon sp.*), *Panochtus sp.*, *"Auchenia" sp.* (*Lama sp.*), *Macrauchenia sp.*, *Equus sp.* y *"Arctotherium"* (*Arctodus Arctotherium sp.*).

En la extensa obra de Gez (1931) se menciona una excursión realizada por Parodi en 1927 hacia el sur de Villa Mercedes, en donde se identificó una gran abundancia de restos fósiles de gravígrados, destacando lo recogido en la laguna Sayapé. Nuevas citas referidas a fósiles cuaternarios (Gez, 1938) señalan restos asignados a "*Panochtus, Sclerocalyptus, Toxodon, Equus argentinus, Pachyrucos, Megatherium americanum* (el grande) y *M. lundi* (el chico), *Scelidotherium, Lycodon, Lama, Paraclotherium parodi*", encontrados en varias zonas de la provincia aisladas entre sí.

Distintos relevamientos geológicos en la provincia de San Luis (Tapia y Rigal, 1933; Pastore y Ruiz Huidobro, 1952; Pastore y González, 1954) citan la presencia de fósiles cuaternarios, sin producir un estudio de los mismos, asignándolos a *Sclerocalyptus, Glyptodon, Megatherium, Mylodon, Panochtus, Toxodon y Equus argentinus.*

Pascual y Bondesio (1981), describen las características litoestratigráficas y los hallazgos de megamamíferos extintos dados a conocer por Frenguelli (op. cit.), utilizando dichas evidencias, entre otras, para actualizar el esquema paleoambiental vigente en ese momento y basado fundamentalmente en las características identificadas a partir de las "Edades Mamíferos de la región pampeana", aun cuando se sugiere cierta relación con la última glaciación y ciclo postglacial.

En contribuciones más recientes, se presentan de manera más detallada descripciones, ilustraciones y clasificaciones de restos de megafauna, así como también la cronoestratigrafía y geocronología, hallados principalmente en las cuencas periféricas a la región serrana. Tales contribuciones corresponden a Chiesa *et al.* (1996, 1999 a y b, 2000, 2012 a y b), Tognelli *et al.* (2000), Chiesa y Lucero (2005), Chiesa (2008), Miño Boilini *et al.* (2009), Bargo *et al.* (2010), Basaez *et al.* (2013), Font *et al.* (2014) y Lucero (2016).

El conjunto de mamíferos fósiles cuaternarios, hallados en los distintos ambientes geomorfológicos de la provincia, pero principalmente concentrados en la Depresión de Conlara y pampas de altura de la Sierra de San Luis, permitieron definir una biozona de asociación: Biozona de *Neosclerocalyptus paskoensis-Equus (Amerhippus) neogeus*, con su área tipo en el piedemonte sur de la Sierra de San Luis (Lucero, 2016).

PALEONTOLOGÍA SISTEMÁTICA

Superorden Xenarthra Cope, 1889
Orden Cingulata Illiger, 1811
Superfamilia Glyptodontoidea Gray, 1869
Familia Gliptodontidae Gray, 1869
Subfamilia Hoplophorinae Huxley, 1864

Tribu Hoplophorini Huxley, 1864
Género *Neosclerocalyptus* Paula Couto, 1957 (=*Sclerocalyptus* Ameghino, 1891)
Neosclerocalyptus paskoensis (Zurita, 2002).
Procedencia estratigráfica y geográfica: Formación Uspara, Pasos Malos, Merlo (32º20’05” S, 65º05’00” O) y Formación Barranquita, El Carrizal (32°55’57,6” S - 65°0,9’38,6” O) (Depresión de Conlara).

Tribu Panochthini Castellanos, 1927
Género *Panochthus* Burmeister, 1866
Panochtus cf. *P. tuberculatus* (Owen, 1845) Burmeister, 1866.
Procedencia estratigráfica y geográfica: Formación Barranquita, Arroyo Los Araditos (33º00’49,86”S - 66º40’27,00”O) (Cuenca de Beazley).

Subfamilia Glyptodontinae Trouessart, 1898
Género *Glyptodon* Owen, 1838
Glyptodon reticulatus Owen, 1845.
Procedencia estratigráfica y geográfica: sin asignación estratigráfica, Arroyo Papagayos (32°40’S - 64°59’O) (Depresión de Conlara). Formación Barranquita, Arroyo Los Araditos (33º00’49,86”S - 66º40’27,00”O) (Cuenca de Beazley).

Orden Tardigrada Latham y Davies (en Forster), 1795
Superfamilia Mylodontoidea Gill, 1872

Familia Mylodontiidae Gill, 1872
Subfamilia Scelidotheriinae Ameghino, 1904
Género *Scelidotherium* Owen, 1839

Scelidotherium leptocephalum Owen, 1839.
Procedencia estratigráfica y geográfica: Formación Barranquita, Valle de Pancanta (32º21'30" S - 66º07'66" O) (sierra de San Luis). Formación Barranquita, Arroyo La Petra (33º 16'31"S - 65º56'28" O) (Cuenca del Río Quinto).Formación Rio Conlara, San Pablo (32º39'00" S - 65º19'00" O) (Depresión de Conlara). Formación El Chulengo, Laguna Los Pocitos (33º58'00"S - 65º34'00"O) (Planicie Medanosa austral).

Scelidotherium bravardi Lydekker, 1886
Procedencia estratigráfica y geográfica: Formación Uspara, Pasos Malos, Merlo (32º20'05" S - 65º05'00" O) (Depresión de Conlara).

Género "*Scelidodon*" *(=Catonyx)* Ameghino, 1881
"*Scelidodon*" *chiliense* (Lydekker, 1886)
Procedencia estratigráfica y geográfica: Formación Uspara, Pasos Malos, Merlo (32º20'05" S - 65º05'00" O).

Superfamilia Megatherioidea Gray, 1821
Familia Megatheriidae Gray, 1821
Subfamilia Megatheriinae Gray, 1821
Género *Megatherium* Cuvier, 1796
Megatherium americanum Cuvier, 1796
Procedencia estratigráfica y geográfica: Formación Barranquita, Arroyo Barranquita (33º08'21,12"S - 66º04'59,14"O) (sierra de San Luis). Formación El Chulengo, Laguna Los Pocitos (33º58'00"S - 65º34'00"O) (Planicie Medanosa Austral).

Orden Litopterna
Superfamilia Macrauchenioidea Gervais, 1855
Familia Macraucheniidae Gervais, 1855
Subfamilia Macraucheniinae Gervais, 1885
Género Macrauchenia Owen, 1838
Macrauchenia cf. *M. patachonica* Owen, 1840.
Procedencia estratigráfica y geográfica: Formación Barranquita, Arroyo Los Araditos (33º00'49,86"S - 66º40'27,00"O) (Cuenca de Beazley).

Orden Proboscidea Illiger, 1811
Suborden Elephantoidea Osborn, 1912
Familia Gomphoteriidae Cabrera, 1929
Subfamilia Anancinae Hay, 1922
Género *Stegomastodon* Pohlig, 1912
Stegomastodon platensis (Ameghino, 1888).

Procedencia estratigráfica y geográfica: Formación Río Conlara, Punta del Agua (32º 20’10” S, 65º 12’05” O) (Depresión de Conlara) y Formación Fraga, Granville (33°25’14,10” S - 65°49’28,8” O) (Cuenca del Río Quinto).

Orden Perissodactyla Owen, 1848
Familia Equidae Gray, 1821
Subfamilia Equinae Steinman y Doderlein, 1890
Género *Equus* Linné, 1758
Subgénero *Amerhippus* Hoffstetter, 1950
Equus (Amerhippus) neogeus Lund, 1840.

Procedencia estratigráfica y geográfica: Formación Barranquita, Arroyo Barranquita (33º08’21,12”S - 66º04’59,14”O) (Sierra de San Luis) y Formación Uspara, Pasos Malos, Merlo (32º20’05” S, 65º05’00” O) (Depresión de Conlara).

Estratigrafía

Formación La Petra.— Pastore y Ruiz Huidobro (1952) mencionaron estos depósitos como “restos blancos de rodados fluviales sueltos, redondos y lisos que el río Quinto trajo y dejó en terrazas sucesivas…” Santa Cruz (1979) la signa al ¿Pleistoceno inferior?, Indicando sus afloramientos al Noroeste del embalse Paso de Las Carretas. Se caracteriza por una sucesión de gravas gruesas con niveles menores de gravas finas, de tono castaño rojizo a grisáceo, de hasta 14,5 m de espesor, geometría tabular a lenticular, estructura masiva y estratificación planar horizontal, a veces entrecruzada, y en sectores con grano-decrecencia y niveles con clastos imbricados, poco consolidadas. Los clastos tienen una composición dominante de andesitas y traquiandesitas, con granitoides, metamorfitas y algunos clastos de sedimentitas neógenas subordinadas, y son subredondeados a redondeados, con esfericidad media a alta; los tamaños máximos corresponden a bloques de 40 cm, el predominante varía de 2 cm a 10 cm y la matriz de arenas gruesas (2 mm) (Basaez, 2016). Su distribución aparece en el arroyo La Petra, así como también en la bajada al río Quinto en Saladillo y se presentan como remanentes aislados siguiendo una dirección meridiana, desde el piedemonte proximal, hasta las inmediaciones de la ruta prov. Nº 20, a unos 5 km al Oeste del valle actual del río Quinto (Chiesa *et al.*, 2014).

La característica destacada de la Formación La Petra con respecto a los demás afloramientos Pleistocenos de la cuenca del río Quinto, lo constituye la dominancia litológica de vulcanitas y su particular distribución espacial, lo que evidencia la marcada influencia como área de aporte de los aparatos volcánicos neógenos de la zona de La Carolina, y la conformación de un cuerpo lobulado de dirección norte-sur y aledaño a los afloramientos del basamento en la falla de Saladillo, en donde Santa Cruz (1979) identificó como vestigios de antiguas terrazas formadas por los depósitos de cabecera del proto-río Quinto, en particular la zona circundante a la intersección de la ruta provincial N° 20 y el cauce actual del río. El origen de los mismos ha sido vinculado a la actividad fluvial y aluvial pedemontana la cuál rellenó una paleored de drenaje que erosionó las sedimentitas terciarias (Santa Cruz, 1979; Costa *et al.*, 2005).

Formación Fraga.— Definida y asignada al Pleistoceno superior por Santa Cruz (1979), aflora al Sureste del embalse Paso de las Carretas y constituye una sucesión de gravas y arenas, que cubren en discordancia erosiva a la Formación Río Quinto, y que están a su vez cubiertos por los sedimentos finos de la Formación San Luis (Santa Cruz, 1979). La máxima potencia aflorante es de hasta 16 m, con geometría predominante lenticular o tabular, estratificación plano-paralela, y en niveles masiva o entrecruzada planar, gradación normal, poco consolidadas y estrechos paleocanales moderadamente cementados, color castaño amarillento a castaño grisáceo, con clastos subangulosos a redondeados, de baja esfericidad y generalmente elongados. La composición dominante de los clastos es de metamorfitas y granitoides, con proporciones variables de vulcanitas (inferiores al 20%) y pequeños clastos de areniscas neógenas. El tamaño máximo corresponde a bloques de 50 cm, el predominante varía de 0,4 cm a 5 cm y la matriz corresponde a arenas medias a gruesas (1,5 mm a 2 mm). Posteriormente, Costa *et al.* (2005) coinciden en la descripción destacando la presencia de escasas proporciones de trizas de vidrio volcánico. Asimismo, al igual que Santa Cruz (1979), asignan esta unidad al Pleistoceno superior y señalan que apoya en discordancia sobre las sedimentitas rojas pliocenas de la Formación Río Quinto, y que es cubierta en idéntica relación por los limos loessoides de la Formación San Luis, presentando espesores máximos de 3 m (Basaez, 2016). Esta sucesión ya había sido considerada por Pastore y Ruiz Huidobro (1952), quienes vincularon su posición topográfica con el ascenso de la sierra de San Luis. En base al hallazgo de un fragmento molar de *Stegomastodon platensis*, Chiesa *et al.* (2000) la asignan al Pleistoceno superior. Mientras que por relaciones estratigráficas se correlaciona con otras unidades descriptas en la región, tales como las formaciones La Petra y Renca, ambas definidas por Santa Cruz (1979). También es muy probable que esta unidad sea correlacionable —o la misma— que aquellas capas granulométricamente similares que Frenguelli (1931) observó aguas abajo en las márgenes del río Quinto, próximo a Villa Mercedes, y que identificara con la letra b en su perfil esquemático. Como en el caso de la Formación Fraga, estos depósitos se apoyan sobre una superficie de denudación sumamente irregular cortada en la Formación Río Quinto (= Capas a de Frenguelli, 1931).

Formación Fanglomerado del Potrero. Definida por Rivarola y Di Paola (1993) y asignada al Pleistoceno Inferior. Está constituida por psefitas (aglomerados y conglomerados) con estratificación planar, geometría tabular, con bloques de hasta 2 m de diámetro de composición dominante de granitos (70%) y areniscas medianas a gruesas con escasa fracción de guijas, estratificación planar de alto ángulo, entrecruzada y diagonal y geometría tabular.

Formación Las Chacras. Adosados a la ladera occidental de la sierra de San Luis, en los sectores de Potrero de Los Funes-Las Chacras-Cruz de Piedra y probablemente en la sierra de Los Padres, pueden identificarse psefitas grises a pardo claras generalmente poco consolidadas, cuya geometría tabular determina un paisaje “aterrazado” o mesetiforme. Los bloques y clastos provienen del basamento cristalino circundante y sus colores claros tienen relación con el abundante cemento carbonático presente, que forma patinas en los bloques y clastos. Latrubesse *et al.* (1990), definieron estos sedimentos como Formación Las Chacras, indicando que el perfil

tipo está ubicado en el paraje homónimo, caracterizado por un ortoconglomerado pardo grisáceo claro, con bloques de hasta 1 m^3, clastos mayores subredondeados y matriz integrada por arenas y guijas muy finas. El espesor máximo asignado por estos autores es de 8 m. En las inmediaciones de Suyuque Viejo, Riera (1997) mencionó que la potencia de estos depósitos oscila entre 2 y 15 m, correspondiendo a conglomerados grisáceos con distribución bimodal en el tamaño de bloques y clastos y matriz areno-limosa castaño grisácea.

Formación Alto Grande.— Definida y asignada al Pleistoceno superior por Latrubesse y Ramonell (1990a), aflora con marcada continuidad periférica al basamento de la Sierra de San Luis, y en la cuenca Beazley, extendiéndose en las zonas de paleocauces del actual piedemonte. Los afloramientos están expuestos por largos tramos en las barrancas de los cursos principales y cuando su base es visible, se los encuentra apoyando sobre rocas del basamento cristalino o bien sobre sedimentitas correspondientes al Neógeno.

Latrubesse y Ramonell (1990a) atribuyen su origen al desarrollo de una importante actividad fluvial en la región asociada al establecimiento de condiciones climáticas húmedas, y en base a su registro morfológico la refirieron al Pleistoceno superior. Dichos autores observan que se encuentra cubierta por los depósitos eólicos de la Formación Barranquita, que fosilizaron el antiguo sistema fluvial; en algunos casos se puede observar la interdigitalización de estas dos formaciones. Corresponde a depósitos arenosos-conglomerádicos, con estratificación en capas planas, cruzada y escasas imbricaciones de clastos, con una potencia de 1 a 3 m. La fracción clástica presenta una mineralogía dominada por fragmentos de cuarzo, feldespato y fragmentos granitoides, que indican su proveniencia del basamento cristalino (Latrubesse y Ramonell, 1990a).

Formación Renca.— En el valle del Conlara, Santa Cruz (1979), definió esta formación como depósitos psefíticos y psamíticos castaño rojizos, compuestos por grava y gravilla con matriz areno-limosa y arena gruesa, que se presentan desde el sur del área del embalse San Felipe en Renca, y se extienden hasta unos 7 km al Norte de San Pablo. En estas últimas localidades constituyen el flanco oriental del valle del río Conlara. Se apoyan ya sea sobre el basamento cristalino, la Formación Río Quinto o la Formación San Felipe (Santa Cruz, 1979), pudiendo estar cubiertos por materiales pelíticos de la Formación San Luis (Santa Cruz, 1979). En Renca, Santa Cruz (1979) estima espesores de 20 metros, mientras que en San Pablo solamente 3-4 metros. Dicho autor, menciona, que el corte del camino que une a ruta Nac. N°148 con Renca, permite observar que en las cercanías de esa localidad, la unidad está compuesta por grava mediana y fina, con matriz areno limosa, y arena gruesa con estratificación normal o paralela y lentes pelíticas. Estos depósitos presentan coloración rosada y cemento calcáreo. Los individuos de la grava están compuestos en su totalidad por clastos de granito, feldespato potásico y cuarzo, angulosos y subangulosos. Los minerales arcillosos de la intercalación pelítica están compuestos por montmorillonita 60% e illita 40%.

Formación Uspara.— En el borde oriental de la Depresión de Conlara, específicamente en los arroyos Pasos Malos y Villa Larca, el C.A.A.A.S. (1973), define esta unidad sedimentaria, asignándola al Pleistoceno medio a superior, caracterizado por Chiesa *et al.* (1999b) describen la misma como sedimentos limo-arenosos, de características loessoides, color castaño amarillento con espesores máximos de 4 m, de geometría tabular, estructura masiva y laminada, friables a poco consolidados, edafizados, bioturbados, donde pueden identificarse moteados de color castaño a negro que evidencian condiciones hidromórficas temporarias y pseudomiscelios carbonáticos. Este nivel se caracteriza por la presencia de restos de mamíferos fósiles. El contenido de grava es variable, alcanzando en algunos casos, el 22%, con tamaños de clastos que varían de entre 0,3 a 2 cm. En ocasiones, pueden identificarse, pequeños canales gravoarenosos, en base a estos se infiere distintas etapas de eventos con predominio de procesos de erosión hídrica mantiforme, reptación y remoción en masa del material coluvial y aluvio-eólico (Chiesa *et al.* 1999b).

"Conglomerado Merlo".— Santa Cruz (1973) asignó esta unidad al Pleistoceno superior, caracterizando los afloramientos del pie de sierra de los Comechingones como gravas medias a gruesas, con geometría lenticular, polimícticas, mal seleccionadas y muy friables, interestratificadas con niveles de arenas gruesas gravosas, de color castaño muy pálido. Los clastos presentan bordes angulosos a subangulosos y son mayormente de composición granítica y en menor cantidad metamórfica. La matriz es de composición arenosa y el escaso cemento es carbonático. Tanto en el Arroyo Pasos Malos, como en Villa Larca, reconoce esta formación por encima de la Formación Uspara, en contacto neto, erosivo. Santa Cruz (1979) incluyó estos depósitos dentro de la Formación Renca.

Formación Toro Muerto.— Transicionalmente vinculados con los depósitos de la Formación Alto Grande, en la zona noroccidental de la provincia, en discordancia erosiva sobre los depósitos neógenos, Iriondo (2010) caracteriza los depósitos de la Formación Toro Muerto como limo-arcillo-arenoso y arcilla limo-arenosa, estratificados, color castaño claro (10 YR 2/8), compactos, edafizados, con frecuentes calcretes, poca potencia y amplia cobertura areal. En referencia a esta unidad, Navío (2010) comparte que dicha sucesión sedimentaria corresponde a sedimentos aluviales con alto porcentaje de carbonato (7%), de textura franco arenosa (As: 47%, Lm: 47%, Arc: 6%), de tonos pardo claro (7.5 YR 6/4, seco) y pardo oscuro (7.5 YR 4/4, húmedo).

Formación El Chulengo.— En la Planicie Medanosa Austral, Ramonell *et al.* (1992) definieron esta formación como la unidad litoestratigráfica que integra a las arenas de génesis eólica que ocupan gran parte de la mitad sur de la provincia, y que se continúan en La Pampa y en el Sur de Córdoba. Está constituida por 4 miembros identificados como Miembro Nahuel Mapá (Pleistoceno tardío), Miembro Sayapé (Holoceno superior), Miembro Los Crespines (Época Colonial) y Miembro Ea. Los Pocitos (este siglo). El Miembro Nahuel Mapá, correspondiente al Pleistoceno tardío, está compuesto por arenas finas, color castaño oscuro, muy

bien seleccionadas, friables, con espesores máximos de 3 m. La fracción psamítica está compuesta por feldespato potásico (43%), cuarzo (27%), alteritas (12%), vidrio volcánico (7%), plagioclasa (4%), piríboles (3%), opacos (3%), rutilo (1%) y epidoto (1%). En el techo del miembro existe una capa blanca a blanco grisácea, de 3-4 cm de espesor, compuesta por ceniza volcánica y cementada hacia arriba por carbonatos; en la costra calcárea se pueden reconocer cavidades de morada y de alimentación de organismos pequeños, y moldes de tallos vegetales. Esta duricostra indica un desarrollo edáfico, ocurrido con posterioridad a la depositación de las arenas eólicas, y marca localmente el techo del miembro, que es ligeramente ondulado e inclina suavemente hacia el oeste. Tripaldi y Forman (2007, 2014) reconocen al sur de Villa Mercedes un manto dunario estabilizado por la vegetación, que muestra diferentes grados de deflación y retrabajo eólico, y sobre el cual identificaron 4 campos eólicos diferentes, a través del análisis en imágenes satelitales, fotografías aéreas y trabajo de campo, a los que denominaron "manto eólico arenoso estabilizado", "dunas parabólicas simples alargadas con pequeñas voladuras" "compuesto de dunas parabólicas digitadas y superpuestas" y "deflación y dunas parabólicas lobuladas". De acuerdo a lo cual, los niveles inferiores corresponden al Pleistoceno tardío.

Formación Barranquita.— Definida y asignada al Pleistoceno tardío – Holoceno por Latrubesse y Ramonell (1990a), está constituida predominantemente por dos litofacies principales: loéssica o loess primario y loessoide o loess secundario o retrabajado. La combinación de ambas litofacies puede alcanzar potencias de 10 a 12 m. Los sedimentos loéssicos se caracterizan por presentar texturas limo-arenosas (40%-70% de limo), estructura masiva, abundante contenido calcáreo pulverulento y coloración en seco marrón amarillento claro a oscuro. Los sedimentos loessoides presentan características similares aunque con tenores menores de limo total (35%-60%) y la presencia de un 3% a 5% de arena muy gruesa a guija. Las características sedimentológicas indican en general condiciones de depositación predominantemente subaéreas, bajo condiciones climáticas de aridez. En los sectores deprimidos, con malas condiciones de drenaje, la depositación tuvo un carácter más bien palustre. Según Ramonell y Latrubesse (1991), dicho proceso estaría relacionado al cambio en las condiciones climáticas relacionado al Ultimo Máximo Glacial: el deterioro climático habría producido la pérdida gradual en la capacidad de transporte de los cursos fluviales y el comienzo de la depositación de sedimentos eólicos (Basaez, 2016). Los depósitos de la Formación Barranquita han sido interpretados como generados durante el Tardiglacial (Latrubesse y Ramonell, 1990a), cubriendo en forma de manto a los sedimentos subyacentes, e identificándose en las cuencas del Quinto y Beazley, mediante laderas escarpadas labradas por la erosión (Basaez, 2016). Según Chiesa *et al.* (2014), estos depósitos constituyen un amplio yacimiento paleontológico vinculado al piso-edad Lujanense (Pleistoceno tardío), en base al hallazgo de fauna extinta referida a la Edad-mamífero Lujanense (*Megatherium americanum*, *Equus (A.) neogeus* y *Scelidotherium leptocephalum*). Esta Edad-mamífero está sustentada además por una datación radiocarbónica de 11.810±170 años A.P., realizada en el arroyo La Barranquita (Strasser *et al.*, 1996). Esta unidad corresponde a la "unidad inferior" de la Formación San Luis (Santa Cruz, 1979) cuya utilidad es desestimada.

Formación Arco del Desaguadero.— Rodríguez (1966) produce una amplia caracterización estratigráfica de los afloramientos del Río Desaguadero en la desembocadura del Arroyo Jarilla. Posteriormente, Rodríguez y Barton (1993) definen la Formación Arco del Desaguadero, distinguiendo depósitos de agradación fluvial y transición, de ambiente lacustre y de playa, y depósitos eólicos y mixtos, mientras que González Díaz y Fauque (1993), reconocen llanuras o planicies agradacionales pedemontanas caracterizando a la zona noreste por los depósitos salinos, bañados, médanos y guadales al referirse al Río Desaguadero desde el sector de la provincia de Mendoza. Finalmente, Chiesa *et al.* (2010) consideran los antecedentes y presentan una detallada caracterización estratigráfica con el primer fechado absoluto para la cuenca; mientras que, Chiesa *et al.* (2015) proponen un reordenamiento de la Formación Arco del Desaguadero, proponiendo su integración en tres miembros, en donde el inferior, Miembro Salina del Bebedero corresponde al Pleistoceno tardío.

El Miembro Salina del Bebedero está caracterizado por cuerpos de geometría tabular con alta continuidad lateral y contactos netos y planos, en donde los contrastes más notables son producto de la diagénesis de algunos estratos como consecuencia del aumento de carbonatos. El máximo espesor es de 6,50 m, conformado principalmente por limolitas arenosas interestratificadas con areniscas limosas y limolitas, mayormente macizas y en sectores laminadas, en donde las rizoturbaciones y bioturbaciones de canalículos muy finos son comunes. La coloración es castaño rojizo a castaño amarillento, y la consolidación es moderada. Además posee una distribución saltuaria de nódulos y rosetas de yeso.

Paleoambiente

La conformación fisiográfica actual de la provincia de San Luis presenta diversos ambientes. En el centro-noreste se halla la Depresión de Conlara, que se caracteriza por poseer clima “templado pampeano” y que la relaciona a las provincias de Córdoba, Santa Fe y Buenos Aires. En el sector noroeste, las Serranías Occidentales presentan un clima de tipo “árido de sierras”, vinculado al Norte de Mendoza, San Juan, La Rioja y sur de Catamarca. Y por último, el sector austral conformado por la planicie medanosa con clima “árido de estepa”, que se relaciona con el sur de Mendoza, oeste de La Pampa, Neuquén y Río Negro.

Observando la distribución de los restos fósiles y las características sedimentológicas de los afloramientos, cuyos depósitos pertenecen a diversos paleoambientes (eólicos, aluviales, fluvio-lacustres, con desarrollo de horizontes paleoedáficos en todos ellos), es posible afirmar que las condiciones ambientales mencionadas prevalecieron también durante el Pleistoceno tardío-Holoceno temprano, afectadas por los cambios climáticos globales, principalmente el Último Máximo Glaciar. Este evento climático habría generado condiciones de mayor homogeneidad ambiental, de carácter árido-semiárido, con temperaturas de invierno menores a los 10ºC (Tonni *et al.*, 1985; Prado *et al.*, 1987; Alberdi *et al.*, 1989).

El dominio fluvial queda evidenciado por los depósitos del Conglomerado Merlo y de las formaciones La Petra, Uspara, Las Chacras, Fraga, Renca, Alto Grande y

Toro Muerto, las cuales caracterizan diferentes pulsos agradacionales principalmente gravoarenosos, con depósitos aluviales al pie de las serranías y fluviales en las depresiones. El dominio eólico está representado por los afloramientos de las formaciones El Chulengo y Barranquita, ambos influenciados por las corrientes eólicas asociadas al Mar de Arenas (Iriondo, 1990) que cubre el territorio provincial con depósitos arenosos hacia el sur y loessoides hacia el norte de la cuenca del río Quinto.

La fauna registrada es típica de hábitats abiertos, áridos a semiáridos, con una amplia distribución latitudinal, dónde la vegetación de tipo estepa se desarrollaba sobre sedimentos de carácter eólico (dunas y loess). En la zona central y nororiental, la situación paleoecológica habría sido relativamente distinta, considerando el recurso agua procedente de la Sierra de Comechingones y Sierra de San Luis. La presencia de un horizonte edáfico también sugiere cierta estabilidad climática que permitía el desarrollo de la vegetación y por ende el de la megafauna. Los hallazgos proceden en su mayoría de barrancas producidas por la erosión fluvial, en el área de influencia del piedemonte de las serranías y vinculados a las cuencas de los ríos Quinto y Conlara. La escasez de restos fósiles en la zona austral y occidental de la provincia, se asocia a una muy pobre disponibilidad de recursos vinculado a una situación climática de extrema aridez, caracterizada por depósitos de arenas y balances hídricos negativos.

Una situación particular a tener en cuenta, corresponde a las "pampas de altura" desarrolladas sobre el basamento de la Sierra de San Luis, en donde la presencia de los restos fósiles se vincula a depósitos loessoides y un desarrollo importante del paleosuelo. Las condiciones climáticas y en especial la disponibilidad de recursos hídricos en dichas áreas, habrían generado condiciones paleoambientales óptimas, corroboradas por la aparición de restos fósiles en zonas como Valle de Pancanta.

DISCUSIÓN

La sucesión sedimentaria más antigua identificada en la provincia de San Luis corresponde a la Formación Uspara, de características depositacionales fluvio-eólicas circunscripta al borde oriental de la sierra de Comechingones. Aun cuando la distribución de sus afloramientos es aislada y los estudios sedimentológicos escasos, Miño Boilini y Carlini (2009) a partir del hallazgo de un Scelidotheriinae sostienen su edad correspondiente al Piso/Edad Mamífero Ensenadense (Pleistoceno temprano?).

Si bien durante el Pleistoceno tardío en la provincia de San Luis predominaron condiciones de depositación fluvial periféricos a las áreas serranas, que permitieron la agradación de las diferentes unidades gravoarenosas de piedemonte y arenolimosas hacia el centro de las depresiones, algunos de ellos no serían coetáneos ni tampoco pertenecerían a la misma área madre, presentando distintas distribución espacial. En el piedemonte austral de la sierra de San Luis, y en parte vinculado a la cuenca del río Quinto, se habrían desarrollado varios pulsos depositacionales, donde los afloramientos de las formaciones La Petra, Fraga, Las Chacras y Alto Grande presentan características sedimentológicas gravo-arenosas dominantes similares aunque

con variabilidad composicional de sus clastos y posición topográfica. Mientras que, hacia el piedemonte oriental, en relación con el valle del río Conlara, se identifican los depósitos gravoarenosos de la Formación Renca, restringidos a las laderas del cauce actual.

Por otro lado, los depósitos del borde occidental de la sierra de Comechingones, donde se reconoce el Conglomerado Merlo y los del borde oriental de las Serranías Occidentales identificados como Formación Toro Muerto, presentan características sedimentológicas y estratigráficas poco conocidas y su distribución espacial es muy localizada. Finalmente, hacia el límite Pleistoceno- Holoceno, predominaron condiciones de depositación eólica, evidenciadas por los depósitos de las formaciones El Chulengo y Barranquita, las cuales son parcialmente coetáneas, predominando los depósitos arenosos hacia el Sur (Formación El Chulengo) y aquellos loessoides hacia el norte (Formación Barranquita), mayores estudios permitirán avanzar en el conocimiento sobre la interdigitación o progradación entre ellos considerando la influencia de las barreras que representan la Sierra de San Luis y el valle del río Quinto.

CONCLUSIONES

El conjunto de mamíferos fósiles cuaternarios, hallados en los distintos ambientes geomorfológicos de la provincia, pero principalmente concentrados en la Depresión de Conlara y pampas de altura de la Sierra de San Luis, permitieron definir una biozona de asociación: Biozona de *Neosclerocalyptus paskoensis-Equus (Amerhippus) neogeus*, con su área tipo en el piedemonte sur de la Sierra de San Luis, siendo ambas especies fósiles guía del Piso/Edad Mamífero Lujanense de Argentina. El resto de la megafauna registrada (*Scelidotherium leptocephalum, "Scelidodon" chiliense, Stegomastodon platensis, Megatherium americanum, Glyptodon reticulatus, Panochtus* cf. *P. tuberculatus, Macrauchenia* cf. *M. patachonica*) más las dataciones radiocarbónicas para la Formación Barranquita con 11.870 +/- 170 y 7.760 +/- 120 años AP, y por OSL para la Formación Río Conlara con 8.950 +/- 920 años AP, permitieron acotar el intervalo temporal al Pleistoceno tardío-Holoceno temprano.

Las evidencias fosilíferas más destacadas corresponden al registro de *Neosclerocalyptus paskoensis* en la Depresión de Conlara (perfiles El Carrizal y Pasos Malos), que constituye el género de gliptodonte más adaptado a ambientes áridos o semiáridos y fríos; junto al tardígrado *Scelidotherium leptocephalum* (perfil Valle de Pancanta) representan uno de los registros más modernos para la especie; el hallazgo *Scelidotherium bravardi* (perfil Villa Larca), constituye el primer registro en el interior del país vinculado al Piso/Edad Mamífero Ensenadense. El importante registro de *"Scelidodon" chiliense* (perfil Pasos Malos) amplia la distribución geográfica de la especie y representa el único hallazgo de la Argentina, ya que el resto de los mismos comprende sedimentos del Pleistoceno tardío de Bolivia, Chile, Ecuador y Perú, con latitudes muy similares a las del hallazgo en San Luis.

Mediando un importante hiatus que al menos ocupa el Pleistoceno temprano y medio, y con superficies basales erosivas, se generan los depósitos fluviales, aluviales

y eólicos que caracterizan el Pleistoceno tardío y colmatan las depresiones intra e interserranas, apoyando sobre el Neógeno mediante una paraconcordancia.

El Pleistoceno tardío está caracterizado por el desarrollo de nuevas redes de drenaje, evidenciado por los depósitos psefíticos vinculados a las unidades Conglomerado Merlo y formaciones La Petra, Las Chacras, Fraga, Uspara, Renca, Alto Grande y Toro Muerto.

El Conglomerado Merlo corresponden a los niveles más antiguos de abanicos aluviales que se observan en ocasiones coronando a pequeños bloques de basamento cristalino. La Formación Estancia La Petra (Pleistoceno tardío) está dominada por una composición de gravas volcánicas.

En la zona del perfil Dique Vulpiani (Villa Mercedes), las sedimentitas de la Formación Fraga, presentan mayor cementación que en el resto de la zona de estudio. Los depósitos de la Formación. Alto Grande se posicionan topográficamente en zonas más elevadas, con espesores más reducidos y mayor distribución espacial que las formaciones precitadas. La Formación Uspara corresponde a depósitos de bajadas aluviales presentes en el borde occidental de la sierra de Comechingones y aunque por escasos fósiles, representaría la unidad cuaternaria más antigua.

En conjunto, los depósitos correspondientes a las formaciones Estancia La Petra, Fraga y Alto Grande, caracterizan un sistema fluvial de tipo entrelazado gravoso somero.

La Formación Barranquita (Latrubesse y Ramonell, 1990a), está dominada por litofacies de carácter eólico (arenas y limos masivos, tabulares), aunque también se reconocen algunas litofacies de carácter fluvial (arenas estratificadas con geometría tabular). En base al hallazgo de restos fósiles de paleomamíferos (Latrubesse y Ramonell, 1990a; Chiesa, 2008), corresponde al Pleistoceno tardío y vinculado a condiciones climáticas áridas y frías con importante actividad eólica. En el paleodesierto austral, se destaca el Miembro Nahuel Mapá de la Formación El Chulengo, por constituir la base aflorante de las grandes dunas y ser portadora de la megafauna extinta del Lujanense.

AGRADECIMIENTOS

Un agradecimiento muy especial a Docentes, alumnos y autoridades del Departamento de Geología (UNSL). Al Conicet por el otorgamiento de las becas que oportunamente tuviéramos los autores de esta contribución. A los colegas, Dr. E. Strasser, Dr. S. Pagano, Dra. E. Font, MGs. D. Gómez, Lic. N. Zavala, Lic. L. Garcés, Lic. J. Navío, Lic. W. Coria, Lic. T. Fernández y Lic. D. Benegas y a los pobladores rurales.

BIBLIOGRAFÍA

Adaro, D. 1917. Fósiles y prehistoria. Conferencia en el Centro Ameghino. Escuela Normal de San Luis. Ministerio de Educación, Dirección de Cultura, Gobierno de San Luis, 37 pp.

Alberdi, M., Menegaz, A., Prado, J. y Tonni, E. 1989. La fauna local Quequén Salado – Indio Rico (Pleistoceno Tardío) de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Aspectos paleoambientales y bioestratigráficos. Ameghiniana 25 (3): 225-236.

Ave Lallemant, G. 1875. Apuntes sobre la geognosia de la sierra de San Luis. Academia Nacional de Ciencias, 1: 106-108. Córdoba.

Bargo, M., Montalvo, C., Chiesa, J., Forasiepi, A., Cerdeño, E., Lucero, N. y Martinelli, A. 2010. El Registro de Mamíferos del Pleistoceno Tardío – Holoceno Temprano del Centro Oeste de Argentina. En: Condiciones paleoambientales y ocupaciones humanas del centro-oeste de Argentina durante el Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno. Zárate, M., Gil, A. y Neme, G. (Eds.). Editorial Sociedad Argentina de Antropología, 213-238. Buenos Aires, Argentina.

Basaez, A. 2016. Geología de la cuenca del río Quinto, San Luis, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Luis. Inédita, 291 p. San Luis.

Basaez, A., Chiesa, J. y Lucero, N. 2013. Estratigrafía y paleontología del sector medio de la cuenca Río Quinto (Mioceno superior-Pleistoceno tardío), San Luis, Argentina. Acta Geológica Lilloana 25 (1-2): 37-48.

Cabrera, A. 1929. Una revisión de los mastodontes argentinos. Revista del Museo de la Plata, 32: 61-144.

Carignano, C. 1999. Late Pleistocene to recent climate change in Córdoba province, Argentina: geomorphological evidence. Quaternary International 57/58: 117-134.

Chiesa, J. 2008. Mammals from the Late Pleistocene/Early Holocene of San Luis Province (Argentina) and palaeoenvironmental inference. Arquivos do Museu Nacional 66: 161-178. Río de Janeiro, Brasil.

Chiesa J. y Lucero, N. 2005. Un Scelidotheriinae en la Depresión de Conlara, San Luis, Argentina. Ameghiniana. R: 22R. Buenos Aires.

Chiesa J. y Lucero, N. 2006a. Caracteres morfológicos de *Stegomastodon platensis*, Pleistoceno superior, San Luis, Argentina. IX Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. R: 126, Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

Chiesa, J. y Lucero, N. 2006b. Paleontología y Bioestratigrafía del Cuaternario tardío de San Luis (Argentina). XI Congreso Geológico Chileno. Actas, Vol. 2, Análisis de cuenca, 37-40. Antofagasta, Chile.

Chiesa J., Strasser E., Prado J. y Tognelli G. 1996. Un mastodonte del Valle del Conlara. Características Sedimentológicas y Paleoambientales. XI Jornadas Argentinas de Mastozoología. R: 82. San Luis.

Chiesa, J., Strasser, E., Tognelli, G., Prado, J. y Kauffman, C. 1999a. El registro de mamíferos cuaternarios de la región interserrana de San Luis, Argentina. XV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Instituto Tecnológico Geominero de España, 26 (1): 207-211. Madrid. España.

Chiesa, J., Strasser, E., Tognelli, G., Prado, J. y Muñoz, D. 1999b. *Scelidotherium leptocephalum* Owen 1840, Holoceno inferior, sierra de San Luis. Cronología y ambiente sedimentario. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 377-380. Salta.

Chiesa, J., Strasser, E., Tognelli, G. y Prado, J. 2000. La presencia de Proboscídeos en los sistemas fluviales de San Luis, Argentina. XVI Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, R: 18. San Luis.

Chiesa J., Strasser E. y Niemetz S. 2001. Sedimentología y diatomeas de la Formación Río Conlara (Fluvial, Pleistoceno-Holoceno), Depresión del Conlara, San Luis, Argentina. Inferencias paleoambientales. XI Congreso Latinoamericano de Geología y III Congreso Uruguayo de Geología. CD 215 (6pp). Montevideo. Uruguay.

Chiesa J., Strasser, E. y Niemetz, S. 2002. La Formación Río Conlara. Sucesión aluvial y eólica del Pleistoceno superior y Holoceno en el noreste de la provincia de San Luis, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino. CD Nº 182 (7pp). El Calafate. Santa Cruz. Argentina.

Chiesa, J., Basaez, A., Navío, J., Strasser, E. y Ojeda, G. 2010. Estratigrafía del Neógeno de la Provincia de San Luis (Argentina). VI Congreso Uruguayo de Geología. R: 41.

Chiesa, J., Font, E. y Lucero, N. 2012a. Paleoambientes del Plioceno y Pleistoceno del centro-oeste de San Luis, Argentina. Ameghiniana. R: 6R. Buenos Aires.

Chiesa, J., Lucero, N. y Basaez, A. 2012b. Bioestratigrafía del Mioceno a Pleistoceno de la cuenca Río Quinto, San Luis, Argentina. Ameghiniana. R: 7R. Buenos Aires.

Chiesa, J., Basaez, A. y Ojeda, G. 2014. Unidades sedimentarias y geomorfología cenozoica del piedemonte austral de la Sierra de San Luis, Argentina. XIV Reunión Argentina de Sedimentología: 77-78, Puerto Madryn.

Cioccale, M. 1999. Climatic fluctuations in the Central Region of Argentina in the last 1000 years. Quaternary International 62: 35-47.

C.A.A.A.S. (Convenio Argentino-Alemán de Aguas Subterráneas). 1973. Recursos de Agua Subterránea y su aprovechamiento en la Llanura Pampeana y en el Valle del Conlara. Hidrogeología. Actas 4. Valle del Conlara (Prov. de Córdoba y San Luis - Rep. Argentina). Secretaría de Minería de la Nación. Inédito. Buenos Aires.

Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D. y Ulacco, H. 1997. Hoja Geológica Santa Rosa (3366-II), San Luis y Córdoba. Dirección Nacional del Servicio Geológico – Universidad Nacional de San Luis. Boletín Nº 373. Buenos Aires, 89pp.

Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D. y Ulacco, H. 1999. Descripción Geológica de la Hoja Geológica escala 1:250.000: -"San Francisco (3366-I)", Provincias de San Luis, San Juan y Mendoza. Boletín Nº 293. Dirección Nacional del Servicio Geológico (SEGEMAR) - Universidad Nacional de San Luis (Dpto. de Geología).

Costa, C., Ortiz Suarez, A., Gardini, C., Chiesa, J., Strasser, E., Ojeda, G., Carugno Duran, A., Tognelli, G., Morla, P., Rivarola, D. y Ulacco, H. 2001. Descripción Geológica de la Hoja Geológica escala 1:250.000: -"San Luis (3366-III)", Provincias de San Luis y Mendoza. Boletín Nº 278. Dirección Nacional del Servicio Geológico (SEGEMAR) - Universidad Nacional de San Luis (Dpto. de Geología).

Costa, C., Ortiz Suárez, A., Miró, R., Chiesa, J., Ojeda, G., Gardini, C., Carugno Duran, A., Guerstein, P., Strasser, E., Morla, P. y Tognelli, G. 2005. Hoja Geológica Villa Mercedes, 3366-IV, Provincia de San Luis. Dirección Nacional del Servicio Geológico - Universidad Nacional de San Luis. Boletín Nº 348. Buenos Aires, 83 pp.

De Moussy, J. 1860. Description Geographique et Stratistique de la Confederación Argentina. Fermin Didot Freres.

Font, E., Chiesa, J. y Lucero, N. 2014. Bioestratigrafía del Plioceno y Pleistoceno del centro-oeste de San Luis, Argentina. Acta Geológica Lilloana 26 (1): 3-13.

Forman, S, Tripaldi, A., Ciccioli, P. 2014. Eolian sand sheet deposition in the San Luis paleodune field, western Argentina as an indicator of a semi-arid environment through the Holocene. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 411: 122-135.

Frenguelli, J. 1931.Observaciones geográficas y geológicas en la región de Sayapé (Pcia. de San Luis).Escuela Normal Superior "José M. Torres", 68 pp.

Gez, J. 1931. Obras de riego en San Luis. 1º Reunión Nacional de Geografía. San Luis.

Gez, J. 1938. Geografía de la provincia de San Luis. Academia Nacional de Geografía. Ediciones Peuser. Tomos I, II y III. Buenos Aires.

González Díaz, E. 1981. Geomorfología, Geología y Recursos Naturales de Provincia de San Luis. VIII Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 193-236, Buenos Aires.

González Díaz, E. y Fauqué, L. 1993. Geomorfología. En V.A. Ramos (Ed.) Geología y Recursos Naturales de la provincia de Mendoza. Relatorio Congreso Geológico Argentino, Publicación Especial 217-234. Buenos Aires.

Guiñazú, J. 1961. Descripción de la Hoja 24f San Luis, Provincia de San Luis, Argentina. Servicio Geológico Nacional, inédito. Buenos Aires.

Iriondo, M. 1990. Map of the South American plains. Its present state. Quaternary of South America and Antartic Peninsula 6: 297-308.

Iriondo, M. 1997. Models of deposition of loess and loessoids in the Upper Quaternary of South America. Journal of South American Earth Sciences 10: 71-79.

Iriondo, M. 1999. Climatic changes in the South American plains: Records of a continent scale oscillation. Quaternary International, 93-112.

Iriondo, M. 2010. Geología del Cuaternario en Argentina. Editorial Moglia, Corrientes, Argentina, 437 pp.

Iriondo, M. y García, N. 1993. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18.000 years. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 101(3-4): 209-220.

Iriondo, M. y Krohling, D. 1995. El Sistema Eólico Pampeano. Museo Provincial de Ciencias Naturales 5 (1): 1-80, Santa Fe.

Latrubesse, E. y Ramonell, C. 1990a. Unidades litoestratigráficas del Cuaternario en la provincia de San Luis, Argentina. XI Congreso Geológico Argentino, 109-112, San Juan.

Latrubesse, E., y Ramonell, C. 1990b. La Formación Algarrobito: registro de la pequeña edad del hielo de San Luis, Argentina. Reunión Proyecto IGCP 281, Publicación Especial Nº 2: 2-9, Medellín.

Latrubesse, E., Ramonell, C. y Pessio, D. 1990. La Formación Las Chacras (pre-Pleistoceno superior): depósitos pedemontanos de la Sierra Grande de San Luis. XI Congreso Geológico Argentino, 11: 105-107. San Juan.

Lucero, N. 2016. Bioestratigrafía y paleontología del Neógeno y Cuaternario de San Luis, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Luis. Inédita, 203 p. San Luis.

Lucero N. y Chiesa, J. 2012. Biocronología y ambiente deposicional del Pleistoceno de San Luis. Argentina. V Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. R: 36. Río Cuarto, Córdoba.

Lucero, N. y Miño-Boilini, A. 2013. Primer registro de un individuo juvenil de *Scelidotherium* (Xenarthra, Mylodontidae) para el Pleistoceno del sur de la provincia de San Luis, Argentina. Ameghiniana. R: 56R. Buenos Aires.

Lucero N., Pagano S., Chiesa J. y Miño Boilini, A. 2009. Molares de Scelidotheriinae del Valle del Río Conlara (San Luis; Pleistoceno Tardío). Ameghiniana. R: 35R. Buenos Aires.

Methol, E. 1971. Descripción geológica de la Hoja 22h, Santa Rosa. Provincias de Córdoba y San Luis. Dir. Nac. Geol. y Min., Bol. 124: 1-73, Buenos Aires.

Miño Boilini, A. y Carlini, A. 2009. The Scelidotheriinae Ameghino, 1904 (Phyllophaga, Xenarthra) from the Ensenadan–Lujanian Stage/Ages (Early Pleistocene to Early-Middle Pleistocene–Early Holocene) of Argentina. Quaternary International 210: 93-101.

Navío, J. 2010. El Neógeno del noroeste de la Cuenca de Beazley, San Luis, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas, Universidad Nacional de San Luis. Inédito, 162 p. San Luis.

Pascual, R. y Bondesio, P. 1981. Sedimentitas cenozoicas. En:Yrigoyen, M.(Ed.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis: 117-154. Relatorio del VIII Congreso Geológico Argentino. Buenos Aires.

Pastore, F. 1915. Estudio geológico y petrográfico de la sierra del Morro, provincia de San Luis. Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, 11: 2. Buenos Aires.

Pastore, F. y González, R. 1954. Descripción geológica de la Hoja 23 g, San Francisco (San Luis). Dirección Nacional de Minería. Boletín 80: 1-61, Buenos Aires.

Pastore, F. y Ruiz Huidobro,O. 1952. Descripción geológica de la Hoja 24g, Saladillo (San Luis). Dirección Nacional de Minería, Boletín 78, 63 pp.

Prado, J., Menegas, A., Tonni, E. y Salemme, M. 1987. Los mamíferos de la fauna local Paso Otero (Pleistoceno Tardío), provincia de Buenos Aires. Aspectos paleoambientales y bioestratigráficos. Ameghiniana 24 (3-4): 217-233.

Ramonell, C. y Latrubesse, E. 1991. El loess de la Formación Barranquita: Comportamiento del sistema eólico pampeano en la provincia de San Luis, Argentina. Reunión IGCP 281,3. R: 69-81, Lima.

Ramonell, C., Iriondo, M. y Kromer, R. 1992. Guía de campo Nº 1, centro-este de San Luis. V Reunión de Campo, CADINQUA. Universidad Nacional de San Luis.

Ramonell, C., Iriondo, M., García, R. y Kromer, R. 1993. Paleovientos del Holoceno superior en San Luis: Modelo de circulación e interacción anticiclónica en Argentina. Simposio Internacional de Cuaternario de Amazonas. Universidade do Amazonas. Manaus, Brasil.

Riera, H. 1997. Geología y estructura subsuperficial del sector Suyuque Nuevo, departamento Capital, sierra de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura. Inédito. Universidad Nacional de San Luis, 59 p.

Rivarola, D. y Spalletti, L. 2006. Modelo de sedimentación continental para el rift Cretácico de la Argentina central. Ejemplo de la sierra de las Quijadas, San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61 (1): 63-80.

Rodríguez, E. 1966. Estudio hidrogeográfico del sector N.E. de la Provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 21: 39-60.

Rodríguez, E. y Barton, M. 1993. El Cuaternario de la Llanura. En: V. Ramos (Ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio Congreso Geológico Argentino 12: 173-194. Buenos Aires.

Rossi, N. 1966, Hoja Geológica Sa. de la Estanzuela (23 h), Córdoba y San Luis. Dirección Nacional de Geología y Minería, inédita. Buenos Aires.

Santa Cruz, J. 1973. Informe del mapa geológico final del Valle del Conlara (San Luis). C.A.A.A.S. Dirección Nacional de Geología y Minería, Inédito. Buenos Aires.

Santa Cruz, J. 1979.Geología de las unidades sedimentarias aflorantes en el área de las cuencas de los ríos Quinto y Conlara. Prov. de San Luis. Rep. Argentina. VII Congreso Geológico Argentino. Actas 1:335-349. Neuquén.

Strasser E. y Chiesa J. 2004. El Holoceno superior en una transecta: depresión tectónica de Conlara-Sierra de San Luis, San Luis, Argentina. IV Congreso Uruguayo de Geología. CD 56, 9pp. Montevideo. Uruguay.

Strasser, E. y Chiesa, J. 2006. El Cuaternario tardío en la Depresión de Conlara, San Luis, Argentina. III Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas I: 317-327. Córdoba.

Strasser, E., Tognelli, G., Chiesa, J. y Almandoz, G. 1992. El cuaternario de la provincia de San Luis. Referencias y descripciones. V Reunión de Campo, p. 1-21. San Luis.

Strasser, E., Tognelli, G., Chiesa, J. y Prado, J. 1996. Estratigrafía y sedimentología de los depósitos eólicos del Pleistoceno Tardío y Holoceno en el sector sur de la sierra de San Luis. 13° Congreso Geológico Argentino – III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas: 4: 73-83, Buenos Aires.

Tapia, A. y Rigal, R. 1933. Geología del Paso de las Carretas y sus alrededores, Relacionada con la construcción de un dique de embalse. Dirección de Minas y Geología, Buenos Aires, Boletín Nº 37, 56 pp.

Tognelli, G., Chiesa, J., Strasser, E. y Prado, J. 2000. Registro de mamíferos fósiles, cronología y ambiente sedimentario del Cuaternario de la sierra de San Luis y depresión de Conlara, San Luis, Argentina. IX Congreso Geológico Chileno I: 568-572. Puerto Varas, Chile.

Tonni, E., Prado, J., Menegaz, A. y Salemme, M. 1985. La unidad mamífero (fauna) Lujanense, Proyección de la Estratigrafía Mammaliana al Cuaternario de la Región Pampeana. Ameghiniana 22 (3-4): 255-261.

Tripaldi, A. y Forman, S. 2007. Geomorphology and chronology of Late Quaternary dune fields of western Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology 251 (2): 300-320.

Zárate, M. 2003. Loess of southern South America. Quaternary Science Reviews 22: 1987-200.

Paleontología y geología del Pleistoceno de las provincias de Chaco y Formosa, Argentina

Silvina A. CONTRERAS[1], Cecilia R. MÉNDEZ[1], Alfredo E. ZURITA[1], Alicia I. LUTZ[†], Oscar ORFEO[1], O., Ángel R. MIÑO-BOILINI[1], Juan FRIEDRICHS[2], José FRIEDRICHS[2]

[1] Centro de Ecología Aplicada del Litoral (CECOAL-CONICET-UNNE). Ruta 5, km 2.5, (W3400) Corrientes, Argentina.

[2] Museo de Ciencias Naturales de Villa Escolar. Av. Sarmiento S/N, (3526) Villa Escolar, Formosa, Argentina.

Correos electrónicos: sailcontreras11@gmail.com, ceci_crm@live.com, aezurita74@yahoo.com.ar, oscar_orfeo@hotmail.com, angelmioboilini@yahoo.com.ar, juanfriedrichs@yahoo.com.ar

RESUMEN

Palabras clave:
Paleoambientes
Región nordeste
Río Bermejo
Pleistoceno tardío – Holoceno

En los últimos años ha habido un importante incremento en el conocimiento paleontológico y paleoambiental del Pleistoceno del Chaco Oriental, especialmente en las provincias de Corrientes y Formosa y, en menor medida, en la provincia del Chaco. En estas dos últimas provincias la abundante diversidad está representada en su mayoría por mamíferos, registrándose 17 taxones en Chaco y 27 Formosa. En el Chaco todos los registros indican el predominio de ambientes abiertos de pastizales con clima árido/semiárido, congruente con un período glacial. En concordancia con esto, las dataciones absolutas asociadas a fósiles indican antigüedades de entre 22.000 a 26.000 años A.P. A su vez, los fósiles registrados en Formosa con precisa procedencia estratigráfica provienen de la Formación Río Bermejo. Estos indican, en su mayoría, el predominio de ambientes abiertos, pero también se registran taxones propios de climas más húmedos y cálidos (*e.g. Holmesina paulacoutoi* y *Procyon cancrivorus*). Las dataciones obtenidas para esta unidad indican que estas asociaciones corresponden al Pleistoceno más tardío-Holoceno temprano (12.400 a 9.700 años A.P.). La evidencia paleobotánica asociada a estos niveles muestra un predominio del componente herbáceo, con gramíneas megatérmicas, desarrolladas mayormente bajo un clima cálido-templado y condiciones subhúmedas. La evaluación tafonómica de los restos provenientes de esta unidad evidencia en sus atributos la dinámica del sistema fluvial del rio Bermejo durante el Pleistoceno.

ABSTRACT

Keywords:
Palaeoenvironments
Northeastern region
Bermejo river
Late Pleistocene – Holocene

"Paleontology and geology of the Pleistocene from Chaco and Formosa provinces, Argentina". Recently, the paleontological and paleoenvironmental knowledge of the Pleistocene of the Eastern Chaco has increased significantly, especially in Corrientes and Formosa provinces. While the province of Chaco was less studied. In these last two provinces, the great diversity is represented by mammals, with records of 17 taxa in Chaco and 25 taxa in Formosa. All records of the Chaco province indicate the predominance of open grassland environments with arid / semi - arid climate, congruent with a glacial period. Also, the absolute dating associated with fossils indicated an antiquity of 22 ka to 26 ka. In addition, the Formosa fossils recorded, with precise stratigraphic origin, were taken from the Río Bermejo Formation. Generally, they show the predominance of open environments, but taxa of humid and warm climates (eg *Holmesina paulacoutoi* and *Procyon cancrivorus*) are also recorded. The data obtained for this unit indicate that these associations correspond to the late Pleistocene-Early Holocene (12.4 ka to 9.7 ka). The paleobotanical evidence associated to these levels shows a predominance of the herbaceous component, with megatermic grasses, developed mainly under a warm-temperate climate and sub-humid conditions. The taphonomic evaluation of Río Bermejo Formation remains shows in its attributes the dynamics of the river system of the Bermejo river during the last part of Pleistocene.

INTRODUCCIÓN

El Chaco Oriental es una extensa región de llanura que, en el actual territorio de Argentina, ocupa aproximadamente la mitad este de las provincias de Chaco y Formosa, parte del norte de Santa Fe (Ginzburg y Adámoli, 2006) y el noroeste de Corrientes (Tortorelli, 2009) (Figura 1, a). Esta llanura está formada por una masiva acumulación de sedimentos cuaternarios sobre el hundido escudo Precámbrico (Prado, 1993). La gran diversidad de ambientes y la alta biodiversidad que presenta el Chaco Oriental hace que sea una de las regiones de mayor importancia ambiental de Sudamérica (Gorleri, 2005). Se caracteriza por la presencia de bosques semideciduos entremezclados con extensas sabanas, pastizales, palmares y humedales. La vegetación marginal de los principales ríos y sus afluentes occidentales es, generalmente, un bosque en galería (Morello y Adamoli, 1968, 1974; Adámoli *et al.*, 1972; Neiff, 1986, Reboratti y Neiff, 1986; Prado, 1993). La gran variedad de ambientes del Chaco Oriental hace que se presente en esta región una notable biodiversidad, siendo los insectos el grupo más diversificado. Entre los vertebrados se encuentran más de 50 especies de peces, 40 de anfibios, 50 de reptiles, 350 de aves y 70 de mamíferos (Ginzburg y Adámoli, 2006).

Como consecuencia de la gran heterogeneidad ambiental, la vegetación del Chaco Oriental es compleja (Biani *et al.*, 2006). Se ha sugerido que este patrón de

la vegetación es el resultado de la dinámica aluvional durante el Pleistoceno-Holoceno de la llanura y de la migración intensiva de los cinturones fluviales de los ríos principales (Iriondo, 1995; Morello y Matteucci, 1999). A esto se habrían sumado las variaciones climáticas ocurridas en la llanura Chaco-Pampeana durante los últimos 18.000 años, las que habrían ejercido un profundo efecto sobre la composición florística y estructural de los bosques del Chaco (Biani *et al*., 2004).

Desde una perspectiva paleoclimática, existen evidencias geomorfológicas y sedimentológicas que sugieren que el área tuvo épocas más áridas que la actual (Iriondo, 1992). Entre los 18.000 a 8.500 años AP, la región presentó condiciones más secas y frías por extensión de la glaciación Andina, ocurrida durante el último máximo glacial (UMG) (Iriondo y García, 1993). Este periodo alcanzó aproximadamente su máximo entre los 25.000 años AP y los 16.000 años AP, con dos picos observados entre los 15.000-10.000 años AP (Benedetto, 2010). Posteriormente este clima fue reemplazado, entre los 8.500 a los 3.500 años AP, por climas más húmedos, subtropicales y tropicales, con precipitaciones incluso cinco veces mayores al actual. Un clima más seco, generalmente semiárido, fue observado nuevamente entre los 3.500 a 1.000 años AP. A partir de los 1.000 años AP. el clima resultó similar al presente (Iriondo y García, 1993). Actualmente, esta región presenta un clima subtropical y es considerado el sector más húmedo de todo el Gran Chaco, con precipitaciones que superan los 1200 mm anuales (Placci y Holz, 2004; Gorleri, 2005).

A pesar de la fuerte identidad climática, geológica y biogeográfica de esta región, el Chaco Oriental no ha recibido una mayor atención acerca de su historia, en la medida en que lo han hecho, por ejemplo, en la Amazonia o la Patagonia (Iriondo, 2010). Sin embargo, y desde una perspectiva paleontológica, el Cuaternario del Chaco Oriental en Argentina ha experimentado un notable aumento de contribuciones científicas en los últimos 15 años, principalmente referidos al estudio de vertebrados fósiles, aunque no exclusivamente (ver, entre otros, Alcaraz y Zurita, 2004; Zurita, 2000 a y b; Zurita *et al*., 2004, 2009, 2014; Miño-Boilini *et al*., 2006; Bogan *et al*., 2012, Gasparini *et al*., 2015). En este escenario, las provincias de Chaco y Formosa (Figura 1, b), han avanzado en este aspecto, especialmente en lo referente a la paleofauna pleistocena de vertebrados. A esto también debe sumarse una mejora en la resolución crono-estratigráfica de estas paleocomunidades, especialmente a través de dataciones C^{14} y OSL (Zurita *et al*., 2014; Gasparini *et al*., 2015). A pesar de esto, su conocimiento dista aún mucho de aquel proveniente de la región Pampeana de Argentina, principalmente la provincia de Buenos Aires (ver Cione *et al*., 2015).

Del mismo modo, los estudios paleobotánicos no son abundantes en las provincias de Chaco y Formosa, pero si se conocen numerosos trabajos para Santa Fe, Entre Ríos y Corrientes (Brea y Zucol, 2011; Anzótegui y Lutz, 1987; Lutz, 1991; Aceñolaza y Aceñolaza, 1996; Brea y Zucol, 2000; Zucol y Brea, 2000; Lutz y Gallego, 2001). En lo que concierne a Formosa, los primeros estudios sobre los fósiles vegetales corresponden a distintas impresiones holocenas, como tallos de *Equisetites* sp., tallos, hojas y frutos de distintas Angiospermas, y esporomorfos en muestras sedimentarias (Contreras, 2010; Contreras y Lutz, 2014; Contreras *et al*., 2015 a). Recientemente se han empezado estudios en los distintos niveles pleistocenos, pero hasta el momento sólo en la provincia de Formosa.

El objetivo de esta contribución es llevar a cabo una actualización del conocimiento paleontológico de los registros del Pleistoceno Tardío-Holoceno temprano de las provincias de Chaco y Formosa y de los paleoambientes asociados a esos registros.

Abreviaturas.— Fm., Formación; OSL, *optically stimulated luminescence* (luminiscencia estimulada ópticamente); AP, antes del presente; MIS, estadios isotópicos marinos.

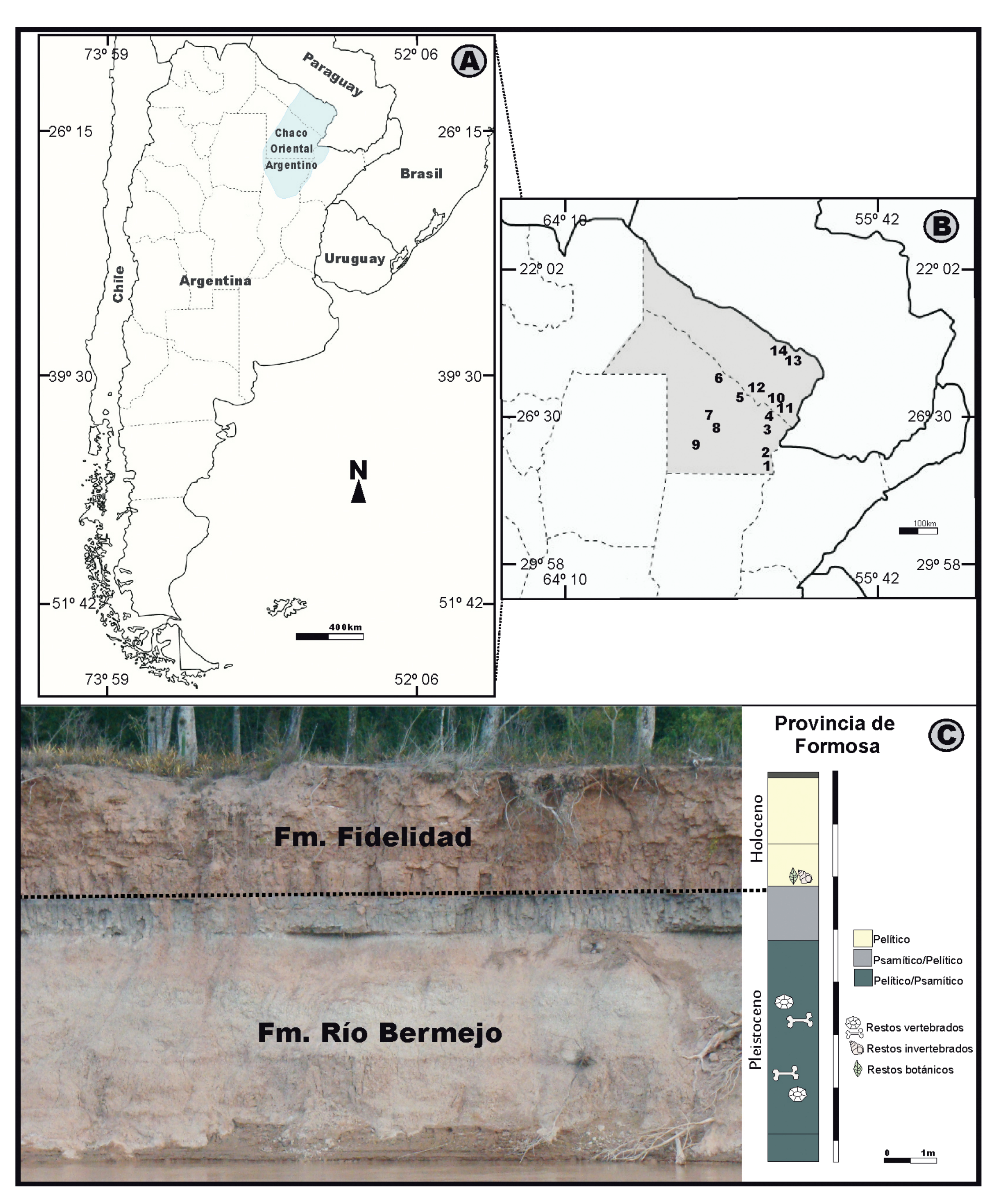


Figura 1. A) Mapa de distribución del chaco Oriental Argentino. B) Distribución localidades fosilíferas de las provincias de Chaco y Formosa. C) Barrancas del Río Bermejo donde se expone la Fm. Río Bermejo (Villa Escolar, Formosa).

GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DEL PLEISTOCENO DE LAS PROVINCIAS DE CHACO Y FORMOSA

Las formaciones geológicas pleistocenas de Chaco y Formosa están asociadas a la evolución de dos grandes abanicos aluviales que abarcan casi la totalidad de dicho territorio, correspondientes a los ríos Bermejo y Pilcomayo. Se trata de depósitos complejos integrados por unidades sedimentarias y morfológicas formadas en distintas edades y contextos climáticos (Iriondo, 2010). En la Tabla 1, se detallan dataciones realizadas en distintas localidades con sedimentos pleistocenos.

Según Iriondo (2010), en Formosa han sido registradas cinco formaciones geológicas, de las cuales dos presentan sedimentos correspondientes al Pleistoceno Superior (Formación Fortín Soledad y Formación Río Bermejo). De la Formación Río Bermejo provienen la mayoría de los fósiles de vertebrados y todos los de vegetales analizados en este trabajo. Los materiales colectados en la provincia del Chaco no presentan un adecuado control estratigráfico, y debido a la diversidad de localidades, se dificulta la determinación de la antigüedad del conjunto (Zurita *et al*., 2004).

Geología del mega-abanico del río Bermejo

Este mega-abanico tiene su ápice cerca de la localidad de Embarcación (provincia de Salta) extendiéndose hacia el este y sudeste hasta el eje fluvial Paraná-Paraguay, distante a unos 650 km, abarcando las provincias de Chaco y Formosa. Los mecanismos fundamentales para la formación de este sistema fueron el transporte sedimentario en fajas fluviales y los derrames areales (Iriondo y Orfeo, 2012). Dichas fajas fluviales, típicas de climas húmedos, generaron cauces permanentes, terrazas y albardones. La elevada tasa de transporte sedimentario conjuntamente con la suave pendiente del terreno, dio lugar a una permanente divagación de los cursos. Los derrames areales rellenaron extensas depresiones las que conservaron una dinámica de pantano, característica de gran parte del Chaco Oriental y Central. En el Chaco Oriental, los paleocauces mantuvieron su identidad morfológica, pero con características palustres, donde abundan los materiales finos inconsolidados y

Tabla 1. Sedimentos del Pleistoceno Tardío registrados en distintas Localidades en las Provincias de Chaco y Formosa (Kruck *et al.*, 2011; Zurita *et al.*, 2014; Gasparini *et al.*, 2015).

Localidad	Datación	Edad (ka AP)
	Formosa	
Las Lomitas (24.7416° S 60.5512° O)	Arenas de paleocanales (OSL)	12.4 ± 2,2 y 11.8 ± 0,8
Villa Escolar (26°37’ S y 58°40’ O)	Restos óseos (C^{14})	9,57 ± 90
	Chaco	
Charatas (27°13′00″S 61°12′00″O)	Gasterópodos (C^{14})	22.6± 380 y 26.63± 370
Gral. Roque Sáenz Peña (26.78 09° S y 60.4781° O)	Marga inundable/ anegable (OSL)	28,7 ± 5,4
Napenay (26°66′92″S 60°62′87″O)	Marga inundable/ anegable (OSL)	19.8 ± 1.3

Tabla 2. Lista de taxones para la provincia de Chaco.

MAMMALIA		
Xenarthra		
	Dasypodidae	*Propraopus grandis* [4]
	Glyptodontidae	*Glyptodon* sp.[1, 3] *Neoscletocalyptus* cf. *N. heusseri* [1, 3] *Panochtus* sp.[1, 7]
	Scelidotheriinae	*Scelidotherium* cf. *S. leptocephalum* [3]
	Megatheriinae	*Megatherium* sp.[5] *Megatherium* cf. *Megatherium americanum* [6]
	Mylodontinae	*Lestodon* sp.[8]
Proboscidea	Gomphoteriidae	*Stegomastodon* sp.[1, 2, 3] *Stegomastodon* cf. *S. platensis* [3, 4]
Notoungulata	Toxodontidae	*Toxodon* sp.[1, 3, 9] *Toxodon cf. T gezi* [2]
Artiodactyla	Cervidae	*Morenalaphus* sp.[2]
	Tayassiudae	*Cataganus sp.*[3]
Carnivora	Felidae	*Smilodon populator* [2]
Perissodactila	Equiidae	*Equus (A.)* cf *E. (A.) neogeus* [2, 5, 3]

1) Avia Terai. 2) Barranqueras. 3) Charata. 4) Castelli. 5) General San Martín. 6) General Roca. 7) La Tigra. 8) Laguna Blanca. 9) Presidencia Roque Sáenz Peña.

el transporte de materia orgánica particulada y disuelta (Orfeo, 1999). Como consecuencia de los mencionados derrames, durante la época seca y fría del Último Máximo Glacial se acumularon los sedimentos reconocidos como Formación Río Bermejo (Iriondo, 2010). Su perfil tipo está ubicado 25 km al sur de la localidad de Las Lomitas (provincia de Formosa), pudiéndose observar en la parte inferior de la barranca del Bermejo, donde tiene unos 2 m de potencia o más dependiendo del nivel hidrométrico del río. En general está compuesta por estratos planos horizontales de color gris, compuestos por arena arcillosa y limo arcilloso, integrados fundamentalmente por cuarzo (77%), además de plagioclasa, ortoclasa y óxidos de hierro y manganeso. Se asigna al Pleistoceno Superior (Iriondo, 2010).

Geología del mega-abanico del río Pilcomayo

El río Pilcomayo desarrolló el abanico aluvial más importante de la provincia de Formosa, con una superficie total de 210.000 km^2. Por su relación antecedente con respecto a la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas se le atribuye una edad Plioceno inferior (Iriondo, 2010). En el Este de Formosa, esta unidad está compuesta por un depósito de limo cuarzoso y arena cuarzosa muy fina, con granos cubiertos de hematita y placas de illita intersticial. El sedimento es de color marrón amarillento, compacto y moderadamente plástico. Se caracteriza por presentar numerosos cauces efímeros con trazado irregular. En el Oeste de Formosa hay paleocauces bien conservados que atraviesan depósitos limo-arcillosos pleistocenos. Los depósitos de desborde del mega-abanico del río Pilcomayo constituyen la Formación Fortín Soledad de edad Pleistoceno superior (Iriondo, 2010), con un espesor que supera los 4 m en su localidad tipo ubicado en la provincia de Formosa. Está compuesto por limo arcilloso de color gris en la base, seguido de limo color gris a marrón claro

con porcentajes importantes de arcilla, culminando la secuencia sedimentos limo arcillo-arenosos de color marrón claro.

PALEONTOLOGÍA

Provincia de Chaco

En el ámbito de la provincia del Chaco, los primeros reportes informales mencionaron la presencia de gliptodontes, toxodontes, cérvidos y mastodontes (ver López Piacentini y Mastrapiero, 1969; López Piacentini, 1979). Recientemente, se iniciaron estudios paleontológicos más sistematizados en distintas localidades de la provincia, las cuales abarcan un área que se extiende, aproximadamente, desde los 59º hasta 62ºO y desde los 26º hasta los 28ºS (*e.g.* Avia Terai, Barranqueras, Basail, Sáenz Peña, Charata, Laguna Blanca, General Roca, General San Martín, Castelli y La Tigra), (Figura 1, b) (Zurita, 2000 a y b, 2002, Zurita y Carlini,2001, Zurita *et al.*, 2004 y Miño-Boilini *et al.*, 2006). Desde un punto de vista sistemático y cronológico, cabe destacar que todos los registros paleofaunísticos corresponden a mamíferos pleistocenos (Figura 2, f-g), más precisamente y según el conjunto faunístico estudiado por Zurita *et al.* (2004) y Gasparini *et al.* (2015) referible al Pleistoceno Medio-Holoceno Temprano. Estos fósiles indican el predominio de elementos de áreas abiertas y lo vinculan con su desarrollo durante un período glacial (Zurita *et al.*, 2004). En concordancia con esto, en la provincia del Chaco hay dos dataciones radiocarbónicas con fechados de 22.600± 380 años AP y 26.630± 370 años AP en un sitio paleontológico de la localidad de Charata (Gasparini *et al.*, 2015). Finalmente, cabe destacar que la procedencia estratigráfica de los especímenes recuperados en la provincia del Chaco es, en general, es poco precisa y que no se han realizado, hasta el momento, estudios paleobotánicos. En la Tabla 2 se listan los taxones registrados en diferentes localidades de la provincia del Chaco, que incluyen 17 taxones.

Provincia de Formosa

En el ámbito de la provincia de Formosa, los primeros reportes informales sobre hallazgos de "huesos grandes" datan de varias décadas atrás (Friedrichs *et al.*, 2010). Los afloramientos con fósiles están limitados en esta provincia a las márgenes de los ríos Pilcomayo y Bermejo. Hasta la actualidad, todos los registros pleistocenos se limitan a vertebrados (mayoritariamente mamíferos) y microrrestos vegetales (Tonni y Scillato-Yané, 1997; Zurita *et al.*, 2009, 2014; Contreras, 2010; Contreras, 2016). Las localidades portadoras sobre el río Pilcomayo son Juntas de Fontana (25° S y 58°10'O) y Laguna Blanca (25°07' S y 58°14'O) (Tonni y Scillato-Yané, 1997; Alcaraz y Zurita, 2004).

Sin embargo, la mayoría de los fósiles colectados proviene de la Formación Río Bermejo ubicada sobre las márgenes del río Bermejo (Figura 1, c), a la altura de las localidades de Villa Escolar (26°37' S y 58°40' O), Mansilla (26°39' S y 58°37' O), y

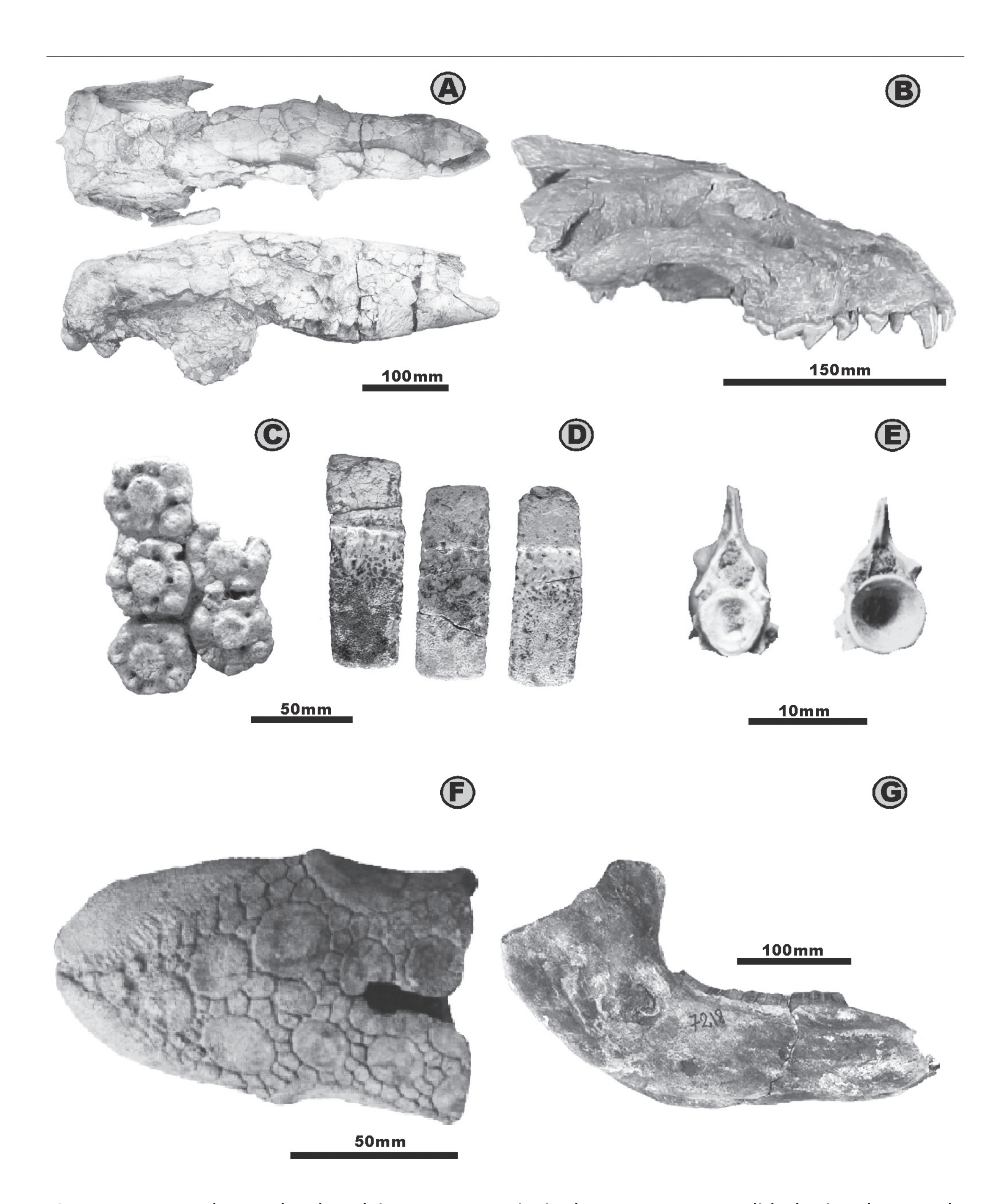


Figura 2. Restos de vertebrados pleistocenos: Provincia de Formosa: A). *Scelidotherium leptocephalum* cráneo en vista dorsal y lateral (PVE-F73). B). *Protocyon* cf *P. troglodytes* cráneo en vista lateral (CTES-PZ 7278). C) Osteodermos articulados. D) *Pampatherium typum* osteodermos (PVE-F13). E) *Synbranchus marmoratus* vértebras precaudales (PVE-F103). Provincia de Chaco. F) *Pampatherium* porción distal de tubo caudal (MRCH 009). G) *Toxodon* cf *T. gezi* mandíbula casi completa sin los cóndilos (CTES-PZ7218).

El Colorado (26°18 S y 59°22' S), (Figura 1, b), (Alcaraz y Zurita, 2004; Prevosti *et al*., 2005; Zurita *et al*., 2009, 2014). A los estudios paleofaunísticos se ha agregado en los últimos años un importante avance en el conocimiento de los aspectos tafonómicos de estas asociaciones recuperadas de la Formación Río Bermejo (Méndez, C.

2016). Hasta el momento se han registrado 25 taxones de mamíferos, 1 de pez y 1 de reptil (Figura 2 a-e). Desde un punto de vista paleobotánico, los taxones registrados incluyen en su mayoría elementos de taxones herbáceos (ver Tabla 4).

La asociación de mamíferos hallada de la Formación Río Bermejo fue recuperada de niveles interpretados como paleocauces. Las localidades portadoras se extienden en estos niveles a lo largo de alrededor de 100 km sobre este río, pero por las características tafonómicas que presentan los restos recuperados se interpretan como integrantes de una única asociación. Algunas características tafonómicas de esta asociación indican cierta selección hidráulica (grupos de Voorhies representados, la relación dientes/vértebras, predominio de especímenes desarticulados pero asociados, ejemplos de especímenes reagrupados, algunas evidencias de pulido y desgaste por abrasión). La evidencia indica que se trata de una asociación con restos resedimentados, es decir que fueron desplazados de su lugar de acumulación o posición original antes de su mineralización definitiva. En concordancia con la interpretación acerca de los niveles portadores, la evidencia sugiere claramente que los restos fósiles fueron transportados por acción hidráulica a un nuevo emplazamiento en el que fueron afectados por procesos fosildiagenéticos que le dieron su configuración actual. Se considera que la asociación incluye solo elementos autóctonos, ya que todos se encuentran en el área donde se produjeron, en este caso, el ambiente fluvial (Méndez, 2016; Méndez, *et al.*, 2015).

Por otro lado, en los sedimentos pleistocenos de Formosa se han realizado escasos estudios paleobotánicos y corresponden principalmente a la Formación Río Bermejo. Se han encontrado sólo microrrestos vegetales, actualmente bajo estudio y que constituyen el tema de investigación de uno de los autores (SC) (Figura 3).

En este escenario, el análisis palinológico prospectivo indicó un predominio de polen perteneciente a las familias Asteraceae y Poaceae en prácticamente todos los niveles fosilíferos de la Formación Río Bermejo, principalmente en las muestras con asociación estratigráfica con los restos de vertebrados (Contreras, 2010). Por otro lado, y dada la abundancia de polen de gramíneas encontradas en esta formación, el análisis de los sílicofitolitos en los mismos sedimentos pleistocenos muestra asociaciones con cierta similitud taxonómica con el análisis polínico. En ellas también predomina el componente herbáceo, con un mayor porcentaje de fitolitos de gramíneas, encontrando además elementos no silíceos pertenecientes a la Familia Asteraceae (Contreras *et al.*, 2016). Se observan una mezcla de fitolitos que fueron depositados en el lugar de vida de las plantas portadoras, con elementos silicios alóctonos, indicando la presencia de un agente de transporte (fluvial o eólico) (Contreras, 2016; Contreras *et al.*, 2016).

Desde una perspectiva cronológica, una reciente datación C^{14} realizada sobre la sección media de la unidad fosilífera arrojó una edad de 9.570 ± 90 años AP (LP-2389), asignable al Holoceno más temprano (Zurita *et al.*, 2011) en tanto que otras dos realizadas en la localidad tipo de la unidad (Las Lomitas) arrojó una edad de ca. 12.400 y 11. 800 años AP. (Tabla 1).

En la tabla 3 se encuentra sintetizada la paleofauna y en la Tabla 4 la paleoflora de la provincia de Formosa.

En síntesis, la mayoría de los fósiles pleistocenos registrados en las provincias de Chaco y Formosa corresponden a restos de vertebrados, principalmente mamíferos. Restos paleobotánicos han sido registros solo en la provincia de Formosa. Con respecto a los restos de vertebrados, ambas provincias comparten la mayoría de los taxones, que en todos los casos corresponden a mamíferos (93%). Los taxones con registros exclusivos en la provincia de Formosa corresponden a Macraucheniidae (*Macrauchenia* sp.), Camelidae (*Lama* sp.), Canidae (*Protocyon* sp.) y Pampatheriidae (*Pampatherium* sp.), junto con reptiles (*Trachemys* sp.) y peces (*Synbranchus* sp.), en tanto que para la provincia del Chaco se registran Equiidae (*Equus* sp.) y Tayassuidae (*Catagonus* sp.).

Según Kruck *et al.*, (2011), sedimentos lacustres y aluviales intercalados con loess dieron evidencia de fases húmedas y secas durante el MIS 2 y MIS 1, en la llanura Chaco-pampeana. Los mismos autores registraron edades en distintas localidades de ambas provincias, infiriendo sedimentos pertenecientes al límite Pleistoceno-Holoceno (Tabla 1).

INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL

En el Chaco Oriental, como otras partes del país, el Cuaternario está constituido principalmente por sedimentos del Pleistoceno Superior-Holoceno, correlacionables con el Ultimo Máximo Glaciar y el último periodo interglaciar (Molina y Rúgolo, 2006). Durante UMG (ca. 36.000-8.500 años A.P.) ocurrió un avance generalizado de glaciares en los Andes, la temperatura media descendió unos 5° C y las precipitaciones se redujeron un 30% respecto al clima actual. Estas condiciones de aridez y temperaturas frías se prolongaron hacia el norte y el clima patagónico se extendió hacia la región Noreste (Iriondo, 1999; Pennington y Ratter, 2006; Argollo y Iriondo, 2008). En concordancia con esto, en las provincias de Chaco y Formosa, la evidencia paleontológica y geológica indica, en general, un clima más árido y frío que los registrados actualmente y sobre ellas se desarrollaron ambientes abiertos con escasa o nula cobertura arbórea. Estas características son similares a las inferidas para la región pampeana durante el mismo período, en donde se observa una marcada silimitud taxonómica entre ambas regiones (Carlini *et al.*, 2004, Gasparini *et al.*, 2015).

En la provincia de Chaco, los estudios están limitados a mamíferos pleistocenos, que desde un punto de vista paleozoogeográfico, muestra una marcada uniformidad taxonómica con la paleofauna registrada en las actuales áreas de la región Pampeana, norte de la provincia de Santa Fe, Formosa y Paraguay (Zurita *et al.*, 2004). Las particularidades del registro faunístico (megamamíferos adaptados a áreas abiertas) y el contexto cronológico (Gasparini *et al.*, 2015) sugieren fuertemente que el escenario paleontológico y paleoambiental se desarrolló durante el MIS 2, ya que los taxones registrados pueden ser asociados a un período glacial, probablemente el UMG (Zurita *et al.*, 2004).

Por otro lado, en Formosa se registran por primera vez para el Chaco Oriental, reptiles y peces pleistocenos, aunque las asociaciones muestran un marcado predominio de grandes mamíferos y megamamíferos. En su conjunto la paleofauna

Tabla 3. Lista de taxones de la provincia de Formosa.

SYNBRANCHIFORMES			
		Synbranchiidae	cf. *Synbranchus maromoratus*[4, 5]
REPTILIA			[1]
		Testudinidae	cf. *Trachemys*
MAMMALIA			
	Xenarthra	Pampatheriidae	*Pampatherium typum* [4, 5]
			Pampatherium sp.[4, 5]
			Holmesina paulacoutoi [4]
			Holmesina sp.[4]
			Pampatheriidae indet.[4]
		Glyptodontidae	*Glyptodon* sp.[4, 5]
			Neosclerocalyptus sp.[1, 4, 5]
			Neosclerocalyptus cf. *N. paskoensis*[4, 5]
			Panochtus cf P. tuberculatus [1]
			Glyptodontidae indet.[4, 5]
		Dasypodidae	*Propraopus* sp.[4, 5]
			Chaetophractus sp.[4]
			Dasypodidae indet.[4]
		Mylodontidae	*Scelidotherium leptocephalum* [4]
			Glossotherium cf. robustum[1]
			Mylodontidae indet.[5]
		Megatheriidae	*Megatherium* sp.[4]
	Artiodactyla	Cervidae	*Morenelaphus* sp.[4, 5]
			cf. *Morenelaphus lujanensis* [5]
			Hemiauchenia sp.[4, 5]
			Hemiauchenia paradoxa [4]
			Antifer sp.[2]
			Cervide indet.[4, 5]
		Camelidae	*Lama guanicoe* [5]
			Lama sp.[4]
			Camelidae indet.[5]
			Artiodactyla indet.[4,5]
	Notoungulata	Toxodontidae	*Toxodon* sp.[1, 4, 5]
	Carnivora	Felidae	*Panthera onca* [4]
			Felidae indet.[1]
		Canidae	*Protocyon* cf. *P. troglodytes* [3]
		Procyonidae	*Procyon cancrivorus* [5]
	Proboscidea	Gomphoteriidae	Gomphoteriidae indet.[4]
	Litopterna	Macraucheniidae	*Macrauchenia* sp.[1]
	Mammalia indet.[4, 5]		

1) Juntas de Fontana. 2) Laguna Blanca. 3) El Colorado. 4) Villa Escolar. 5) General Mansilla.

exhumada de la Formación Río Bermejo muestra una estrecha afinidad taxonómica con aquella registrada en el Pleistoceno tardío de la región Pampeana (Cione *et al*., 2007), e indica, en general, la presencia de ambientes abiertos. El contexto cronológico de esta unidad (Tabla 1) apoya la hipótesis de que la paleofauna y la evidencia paleobotánica registrada corresponden a la parte final del MIS 2 y el comienzo del MIS 1, correlacionable con el Pleistoceno más tardío-Holoceno temprano (Tonni *et al*., 1997; Zurita *et al*., 2014). La mayor parte de la paleofauna registrada es congruente con ambientes abiertos y áridos/semiáridos del UMG.

Tabla 4. Listado de Microrrestos encontrados.

Microrrestos silíceos
Espículas de Porífera
Frústulos de Bacillariophyceae
Fitolitos Familia Poaceae
Subfamilia Panicoideae
Chlorodoideae
Ehrhatrodoideae
Pooideae
Microrrestos no silíceos
Placas perforadas de la Familia Asteraceae
Pólen de la familia Poaceae y Asteraceae

Las excepciones están representadas por el Cingulata Pampatheriidae *Holmesina paulacoutoi* y el Carnivora Procyonidae *Procyon cancrivorus,* que presentan una distribución intertropical (ver Scillato-Yané y Carlini, 2005; Rodríguez-Bualó *et al*., 2009, Soibelzon, 2010; Zurita *et al*., 2014) y posiblemente adaptados a ambientes relativamente más húmedos y cálidos (Scillato-Yané *et al*., 2005; Gois, 2013). La presencia de estos taxones puede estar vinculada a un mejoramiento climático-ambiental registrado en el Pleistoceno más tardío y el Holoceno más temprano, que concuerda con la evidencia paleobotánica registrada para esta unidad.

El cambio de las condiciones glaciales al clima actual no fue gradual, sino que ocurrió a través de importantes oscilaciones (Benedetto, 2010). El último lapso del Pleistoceno, coincide con un periodo más frío y seco que el actual (19.000-14.700 años AP, "Oldest Dryas"), donde aumentaron los ambientes abiertos e intermedios en la Región como en otras partes de Sudamérica (Cione *et al*., 2003, Benedetto, 2010). Cabe destacar que McCulloch *et al*. (2000) observaron un calentamiento global con deshielo rápido que comenzó sincrónicamente a más del 16 ° de latitud a partir de los 14.600-14.300 años A.P. (coincidente con el evento Bolling-Allerod), identificado en registros glaciares, de polen y núcleos oceánicos de todo el mundo. La disminución de la glaciación provocó ambientes húmedos en la Región Pampeana (Iriondo, 1999, Benedetto, 2010). Aunque nuevamente existió un pequeño período frío y seco (Youger Dryas: entre 13.000-11.700 años A.P.), de unos pocos años y de menor intensidad que el Hemisferio Norte (Behling, 2002). Para el Holoceno estaban establecidas las actuales provincias fitogeográficas y fueron significativos los cambios este-oeste de sus límites (Barreda *et al*., 2007).

Por otro lado, los únicos taxones registrados con representantes actuales en esta unidad se corresponden a *Procyon cancrivorus*, cf. *Synbranchus marmoratus* y cf. *Trachemys*. *P. cancrivorus* actualmente habita en una amplia gama de hábitats, desde áreas xéricas hasta selvas y bosques húmedos, aunque probablemente siempre cercano a cuerpos de agua (Redford y Eisenberg, 1992; Soibelzon *et al.*, 2010). A su vez, *S. marmoratus* muestra una clara adaptación a ambientes con sequías estacionales. En épocas de bajo régimen pluvial puede mantenerse con vida enterrada bajo el suelo reseco de lagunas y charcas efímeras (Ringuelet, 1975; Bogan *et al*., 2012). En la actualidad todas las especies del género *Trachemys* están vinculadas a cuerpos de agua relativamente estables (Gibbons 1982, 1990). Por último, *Lama guanicoe* también cuenta con representantes actuales, estando su distribución estrechamente vincu-

lada a la Cordillera de los Andes, desde Perú hasta el extremo sur de la Patagonia Argentina (Raedeke, 1979).

La evidencia paleobotánica de los microrrestos vegetales proveniente de los mismos niveles que contienen las asociaciones paleofaunísticas permiten una más completa reconstrucción paleoambiental. En estos niveles se observa un predominio de pastizales megatérmicos con gran presencia de gramíneas C_4 (Subfamilias Panicoideae y Chloridoideae). Las gramíneas C_4 tienden a ocupar nichos más secos que las gramíneas C_3 y la evolución del tipo fotosintético C_4 facilitó la transición ecológica a ambientes abiertos y secos (Taylor *et al*., 2011). Junto a los microrrestos de gramíneas, fueron hallados un gran número de elementos de la Familia Asteraceae. Actualmente, ambas (Asteraceas y Gramineas) son las familias con mayor número de especies en la Región del Chaco Oriental formoseño y predominan en varias comunidades vegetales, sobre todo en los distintos pastizales (Contreras *et al*., 2015 b). Las sabanas y pastizales constituyen a su vez uno de los tipos de vegetación más importantes de la región en la actualidad. La presencia de un gran número de gramíneas C_4, especialmente especies de Panicoideae y Chloriroideae, se debe al clima actual de la región, que se caracteriza por ser subtropical húmedo con estación seca durante el invierno (Gorleri, 2005; Molina y Rúgolo, 2006).

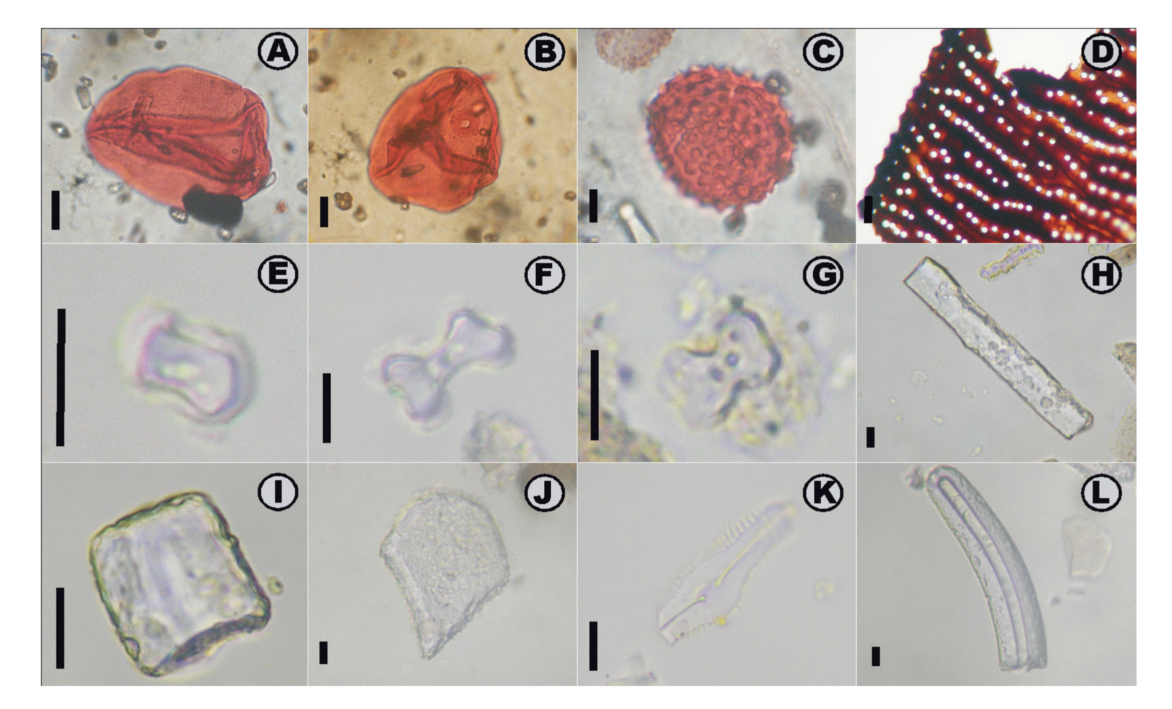


Figura 3. Microrrestros del Pleistoceno de Formosa (Colección en los Laboratorios de Paleobotánica del CECOAL-Corrientes (material de prospección) y CICYTTP-Diamante (3093-3099 y 3362-3392)). Microrrestos no silicios: A-B) Polen de Poaceae. C) Polen de Asteraceae. D) Placa perforada de la inflorescencia de Asteraceae. Microrrestos silíceos: E) Fitolitos de células cortas de gramíneas con forma de silla de montar. F-G) Fitolitos de células cortas de gramíneas con forma de halterios bilobados. H) Fitolitos de célula elongada con bordes lisos. I-J) Fitolitos de células buliformes (en forma poliédrica [I] y forma de abanico [J]). K) Frústulo fragmentado de Diatomea Pennada. L) Espícula fragmentada de poríferos. Escala= 10 μm.

La presencia de estos microrrestos asociados a los restos de vertebrados muestran que las condiciones paleoclimáticas-ambientales fueron distintas a la actual, caracterizado por un clima cálido-templado y condiciones subhúmedas (Contreras *et al.*, 2016).

Por otro lado, y desde una perspectiva tafonómica, los atributos evaluados indican que se trata de una asociación de mamíferos vinculados al ambiente fluvial que constituye los niveles portadores. Los restos estuvieron poco tiempo expuestos luego de la muerte de los animales. Antes de su enterramiento y mineralización definitiva, fueron transportados por acción hidráulica a un nuevo emplazamiento desde su posición original al lugar de acumulación. Posteriormente los elementos esqueléticos que constituyen la asociación fueron afectados por procesos ocurridos luego del enterramiento definitivo, que completaron los caracteres que le dieron su configuración actual (Méndez *et al.*, 2015).

CONCLUSIONES

Desde un punto de vista taxonómico las faunas pleistocenas exhumadas de Formosa y Chaco están integradas por taxones típicamente "pampeanos-patagónicos", a los que se suman en Formosa el registro de otros de afinidades intertropicales (*Holmesina paulacoutoi* y *Procyon cancrivorus*).

Desde un punto de vista cronológico, las asociaciones registradas se corresponden con el MIS 2 y comienzos del MIS 1. En la provincia de Formosa, el conjunto faunístico se encuentra asociado a ambientes abiertos subhúmedos, constituidos por extensos pastizales megatérmicos, influenciados por la dinámica aluvial y la migración constante de los cauces de los ríos principales de la región.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a los Editores que posibilitaron la presente publicación. A C. Montalvo por la lectura crítica de la versión preliminar y al revisor Gustavo Scillato-Yané cuyas sugerencias ayudaron a mejorar la calidad de esta contribución. Al personal del Museo Provincial de Ciencias Naturales de Formosa por permitir el acceso a los materiales.

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, P. G. y Aceñolaza, F. G. 1996. Improntas foliares de una Lauraceae en la Formación Paraná (Mioceno superior), en Villa Urquiza, Entre Ríos. Ameghiniana 33 (2): 155-159.

Adámoli J., Neumann, R., De Colina A. D. R. y Morello J. 1972. El Chaco aluvional salteño (Convenio INTA-Provincia de Salta). Revista de Investigaciones Agropecuarias, INTA, Serie 3, Clima y Suelo 9: 165-237.

Alcaraz, M. A. y Zurita, A. E. 2004. Nuevos registros de cérvidos poco conocidos: *Epieuryceros* cf. *Proximus* Castellanos y *Antifer* sp. (Mammalia, Artiodactyla, Cervidae). *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales (nueva serie)* 6 (1): 43-50.

Anzótegui, L. y Lutz, A. 1987. Paleocomunidades vegetales del terciario superior (Formación Ituzaingó) de la Mesopotamia argentina. Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral 18 (2): 131-144.

Argollo Bautista J. y M. Iriondo. 2008. El Cuaternario de Bolivia y regiones vecinas. Publicación del Museo provincial de Ciencias Naturales. F. Ameghino, 378 pp.

Barreda, V.; Anzótegui, L.; Prieto, A.; Aceñolaza, P.; Bianchi, M.; Borromei, A.; Brea, M.; Caccavari, M.; Cuadrado, G.; Garralla, S.; Grill, S.; Guerstein, R.; Lutz, A.; Mancini, V.; Mautino, L.; Ottone, E.; Quatrocchio, M.; Romero, E.; Zamaloa, M. y Zucol, A. 2007. Diversificación y cambios de las Angiospermas durante el Neógeno en Argentina. Asociación Paleontológica Argentina. Ameghiniana. 50° Aniversario. Edición Especial. 173-191.

Behling, H., 2002. South and Southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 177: 19-27.

Benedetto, J. El Continente de Gondwana a través del tiempo. Una Introducción a la Geología Histórica. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba, Argentina, 384pp.

Biani, N., Vesprini, J y Prado, D. 2004. Conocimiento sobre el gran Chaco Argentino en el siglo XX. En: Arturi, M. F., J. L. Frangi y J. F. Goya (Eds.), Ecología y Manejo de los bosques de Argentina. Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales-Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata.

Bogan, S., Zurita, A. E., Miño-Boilini, A. R., Suárez, P., Friedrich, J., Lutz, A. I. y Friedrich, J. 2012. Primer registro de Synbranchiformes (Teleostei) para el Holoceno temprano de Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 14 (1): 41-45.

Brea, M. y Zucol, A. F. 2000. Lignofloras del Cenozoico superior del noreste argentino. En: Aceñolaza, F.G. y Herbst, R. (Eds.), El Neógeno de Argentina. Serie de Correlación Geológica 14: 245-253.

Cabrera, M. R. y Luna, C. A. 2011. Presencia de *Trachemys* Agassiz, 1857 (Testudines, Emydidae) en el Pleistoceno tardío del centro de la Argentina.*Cuadernos de Herpetología* 25 (2): 37-42.

Carlini, A. A., Zurita, A. E., Gasparini, G. M., Noriega, J. I., 2004. Los mamíferos del Pleistoceno de la Mesopotamia argentina y su relación tanto con aquéllos del Centro Norte de la Argentina, Paraguay y Sur de Bolivia, como con los del Sur de Brasil y Oeste de Uruguay: Paleobiogeografía y Paleoambientes, *en* Aceñolaza, F.G. (ed.), Temas de la Biodiversidad del Litoral Fluvial Argentino. *INSUGEO*, Miscelánea 12: 83-90.

Carlini, A. A., Zurita, A. E. y Miño Boilini, A. R. 2008. Reseña paleobiogeográfica de los Xenarthra (Mammalia) del Pleistoceno tardío de la región Mesopotámica (Argentina). INSUGEO, Miscelánea 17 (2): 259-270.

Cione, A. L., Tonni, E. y Soibelzon, L. 2003. The Broken Zig Zag: Late Cenozoic large mammal and tortoise extinction in South America. Revista del Museo Argentino de Cs. Naturales 5 (1): 1-19.

Cione, A. L., Tonni, E. P., Bargo, M. S., Bond, M., Candela, A. M., Carlini, A. A., Deschamps, C. M., Dozo, M. T., Esteban, G. I., Goin, F. J., Montalvo, C. I., Nasif, N., Noriega, J. I., Ortiz Jaureguizar, E., Pascual, R., Prado, J. L., Reguero, M. A., Scillato-Yané, G. J., Soibelzon, L. H., Verzi, D. H., Vieytes, C., Vizcaíno, S. F. y Vucetich, M. G. 2007. Mamíferos continentales del Mioceno tardío a la actualidad en la Argentina: cincuenta años de estudios. Ameghiniana, Publicación Especial 11: 257-278.

Cione, A. L., Gasparini G., Soibelzon, E., Soibelzon, L. H. y Tonni, E. P. 2015. The Great American Biotic Interchange: A South American Perspective. Springer Briefs in Earth System Sciences, Springer Verlag, London, 97 pp.

Contreras, S. A. 2009. Espigas y espiguillas de Gramíneas del Cuaternario de la provincia de Formosa, Argentina. Tesina de grado. Facultad de Ciencias Exactas, y Naturales y Agrimensura. Universidad del Nordeste. pp. 50. Corrientes.

Contreras, S. A. 2010. Quaternary palaeoenvironmental reconstruction based on fossil imprints and palynological data from Villa Escolar, Eastern Chaco plain, Argentina. Meeting of the Americas. Eos Trans. AGU, 91 (26), Jt. Assem. Suppl., Abstract 852866, Disponible en: http://www.agu.org/meetings/ja10/ja10-sessions/ja10_PP41A.html.

Contreras, S. y A. Lutz. 2014. Primer Registro de EquisetitesSp. Sternberg. (Equisetaceae) en Sedimentos Cuaternarios del Río Bermejo (Formosa, Argentina). Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica 49 (3): 381-392.

Contreras, S., Lutz, A. y Zucol, A., 2015. a. Holocene paleoagrostological impressions from the Eastern Chaco Region (Argentina). Review of Palaeobotany and Palynology 223: 37-49.

Contreras, S., Contreras, F. I., Lutz, A. y Zucol, A. 2015. b. Contribución al conocimiento florístico del Chaco Oriental, Sudeste de la Provincia de Formosa, Argentina. Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica 50 (4): 531-574.

Contreras, S., Zucol, A. y Lutz, A. 2015. c. Primeros Registros de Bacillariophyceae Y Chrisophyceae (Heterokontophyta) del Cuaternario Superior del Chaco Oriental al Sureste de Formosa, Argentina. 35° Jornadas Argentinas de Botánica. Sociedad Argentina de Botánica. Ciudad de Salta, Salta, pp. 241.

Contreras, S., Zucol, A. y Lutz, A. 2015. Primeros Registros de Esponjas Dulciacuícolas Cuaternarias (Demospongiae, Haplosclerida) al Sureste del Chaco Oriental (Argentina). III Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina. Centro de ecología Aplicada del litoral (CECOAL), Universidad Nacional del Nordeste. Corrientes.

Contreras, S. 2016. Cambios en la Vegetación en el Chaco Oriental Argentino durante el Cuaternario Superior. Ciclo de Seminarios del IBONE. Corrientes.

Contreras, S., Zucol, A. y Lutz, A. 2016. Microrrestos Silíceos como Indicadores de Cambios Florísticos durante el Cuaternario del Chaco Oriental (Argentina). En el II Taller Micro Paleoetnobotánica: Relevancia de una Red Interdisciplinaria de Investigaciones en Fitolitos y Almidones. Diamante, Entre Ríos.

Kruck, W., Helms, F., Geyh, M., Suriano, J., Marengo, H., Pereyra, F. 2011. Late Pleistocene-Holocene History of Chaco-Pampa Sediments in Argentina and Paraguay. Quaternary Science Journal 60 (1): 188-202.

Kullander, S. O. 2003. Family Synbranchidae (Swamp-eels). En: R. E. reis, S. Kullander & C.J. Ferraris, Jr. (Eds.) *Checklist of the Freshwater Fishes of South and Central America*. pp. 594-595. Porto Alegre: EdIPucrS, Brasil.

Friedrichs J., Raffellini, P., Friedrichs, J. y Buiatti, G. 2010. Museo Provincial de Ciencias Naturales de Villa Escolar, Formosa el Museo como generador de Cambios Locales y Regionales. Presentación en ICOM e ICOFOM LAM.

Gasparini, G. y Zurita, A. 2005. Primer Registro Fósil de Tayassu pecarí (Link) (Mammalia, Artiodactyla) en la Argentina. Ameghiniana 42 (2): 473-480.

Gasparini, G., M., Lamenza, G. N., Ruella, A., Tonni, E. P. y Gonzalez, O. 2015. Cronología y fauna del sitio 71 (Charata, provincia del Chaco, Argentina. III Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, Corrientes.

Gois, F. L. 2013. Análisis morfológico y afinidades de los Pampatheriidae (Mammalia, Xenarthra). Tesis Doctoral. Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Argentina. pp. 312. La Plata.

Gibbons, J. 1982. Reproductive patterns in freshwater turtles. Herpetológica 38: 222-227.

Gibbons, J. W. 1990. Life history and ecology of the slider turtle. Smithsonian Inst. Press, Washington, D.C., 362 pp.

Ginzburg, R. y Adámoli, J. 2006. Situación ambiental en el Chaco húmedo. En: Brown, Alejandro; Martinez Ortíz, Ulises; Acerbi, Marcelo y Corcuera; Javier. (Eds.), La situación ambiental argentina 2005. Fundación Vida Silvestre. Argentina.

Gorleri, M. C. 2005. Caracterización climática del Chaco Húmedo. Di Giácomo A.G. y S. F. (Eds.), Temas de Naturaleza y Conservación. 4: 13–25. Monografía de Aves Argentinas. Buenos Aires.

Herrera P., Adámoli J., Torrilla S. y Ginzburg, R. 2005. El riacho Mbiguá en el contexto del modelado fluvial de la región chaqueña. En: Di Giácomo A.G. y S.F. (Eds.), Temas de Naturaleza y Conservación. Monografía de Aves Argentinas. Buenos Aires 4: 27-39.

Iriondo, M. H., 1992. El Chaco. Holoceno. Cadinqua I: 50-63.

Iriondo, M. H. 1995. El Cuaternario del Chaco. En: Argollo, J. y Mourguia, P. (eds.), Climas Cuaternarios en América del Sur. Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement et Coopération. 344 pp.

Iriondo, M. 1999. El Cuaternario del Chaco y Litoral. En: Geología Argentina. Roberto Caminos (Eds.). Subsecretaría de Minería de la Nación. Servicio Geológico Minero Argentino. Capítulo 23. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales Nº 29. 810 pp.

Iriondo, M. 2010.Geología del Cuaternario en Argentina. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, Santa Fe, 437 pp.

Iriondo, M. 2010. Geología del Cuaternario de Argentina. Editorial Moglia. Corrientes, Argentina, 350 pp.

Iriondo, M. y Garcia, N. 1993. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18.000 years. Palaeogeography, Palaeoclimatic and Palaeoecology 141: 209-220.

Iriondo, M. y Orfeo, O.; 2012. El sistema sedimentario del río Bermejo. En: Aportes sedimentológicos a la geología del noroeste argentino (Marquillas, R., Sánchez, M. y Salfity, J.; Eds.) XIII Reunión Argentina de Sedimentología, Relatorio 111-118.

López Piacentini, C. P., Mastrapiero, M. C. 1969. Historia de la Provincia del Chaco. *Editorial Géminis*, Buenos Aires 1: 63-70.

López Piacentini, C. P. 1979. Historia de la Provincia del Chaco (Chaco Primigenio). *Editorial Región*, Buenos Aires, 166 pp.

Lutz, A. y Gallego, O. 2001. Nuevos hallazgos fosilíferos (vegetales e icnofósiles) en el cuaternario de la provincia de Corrientes. Reunión de comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina. Ameghiniana 36 R.

McCulloch, R. D., Bentley, M. J., Purves, R. S., Hulton, N. R. J. Sugden, D. E. y Clapperton C. M. 2000. Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. Journal of Quaternary Science 15 (4): 409-417.

Méndez, C., Montalvo, C. I., Zurita, A. E. y Friedrichs, J. 2015. Evaluación tafonómica de la asociación faunística recuperada de la Formación Río Bermejo, Formosa, Argentina. Resumen. III Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina. Corrientes.

Méndez, C. 2016. Evaluación tafonómica de la asociación faunística recuperada de la Formación Río Bermejo, Formosa, Argentina. Resumen tesis de Licenciatura. Mastozoología Neotropical, 23 (1), Mendoza.

Miño-Boilini, A. R., Cerdeño, E. y Bond, M. 2006. Revisión del género *Toxodon* Owen, 1837 (Notoungulata: Toxodontidae) en el Pleistoceno de las provincias de Corrientes, Chaco y Santa Fe. *Revista Española de Paleontología* 21 (2): 93-103.

Miño-Boilini, A. R., Carlini, A. A., Chiesa, J. O., Lucero P. y Zurita, A. E. 2009. First record of Scelidodon chiliense (Lydekker) (Phyllophaga, Scelidotheriinae) from the Lujanian Stage (Late Pleistocene- Early Holocene) of Argentina. Its paleobiogeographical importance. Neues Jahrbuchfür Geologie und Palaontology 253: 373-381.

Molina, A. M. y Rúgolo, Z. 2006. Flora Chaqueña Argentina (Formosa, Chaco y Santiago del Estero), Familia Gramíneas. Colección Científica del INTA. Argentina.

Morello J. y Adámoli, J. 1968. Las grandes unidades de vegetación y ambiente del Chaco argentino. Primera parte: objetivos y metodología. Serie Fitogeográfica N° 10. INTA, Buenos Aires.

Morello J. y Adámoli J. 1974. Las grandes unidades de vegetación y ambiente del Chaco argentino. Segunda parte: vegetación y ambiente de la provincia del Chaco. Serie Fitogeográfica N° 13. INTA, Buenos Aires, 130 pp.

Morello J. y Matteucci, S. D., 1999. Biodiversidad y fragmentación de los bosques en la Argentina. In: Matteucci S. D., Solbrig, O. T., Morello, J., Halffter, G.,

(Eds.), Biodiversidad y uso de la tierra. Conceptos y ejemplos de Latinoamérica. EUDEBA-UNESCO: 463-498. Buenos Aires.

Neiff, J. J. 1986. Sinopsis ecológica y estado actual del Chaco Oriental. Revista Ambiente Subtropical 1: 5-35.

Orfeo, O., 1999. Sedimentological characteristics of small rivers with loessic headwaters in the Chaco, South America. Quaternary International 62 (1): 69-74.

Pennington, J. y Ratter, J. 2006. Neotropical Savannas and Seasonally Dry Forests: Plant Diversity, Biogeography, and Conservation. CRC Press, 504 pp.

Placci, L. y Holz, S. 2004. Patrón de paisaje de bosques del Chaco Oriental. En: M. F. Arturi, J. Frangi y J. F. Goya (Eds.), Ecología y manejo de los bosques de Argentina. Editorial de la Universidad Nacional de La Plata, La Plata.

Prado, D. y Gibbs, P. 1993. Patterns of species Distributions in the dry Seasonal Forests of South America. Annals of the Missouri Botanical Garden 80 (4): 902-927.

Prevosti, F., Zurita A. E. y Carlini A. A.2005. Biostratigraphy, systematics and paleoecology of the species of *Protocyon* Giebel, 1855 (Carnivora, Canidae) in South America. *Journal of South American Earth Sciences* 20 (1-2): 5-12.

Prieto, A. 1996. Late quaternary vegetational and climatic changes in the Pampa grassland of Argentina. Quaternary Research 45: 73-88.

Reboratti, H. J. y Neiff, J. J. 1986. Los bosques fluviales del Chaco Oriental: primera aproximación. Revista Ambiente Subtropical 1: 36-46.

Redford, K. H. y Eisenberg, J. F. 1992. Mammals of the Neotropics. The Sothern Cone (Chile, Argentina, Paraguay and Uruguay). The University of Chicago Press, Vol. 2 p. 432. Chicago and London.

Ringuelet, R. 1961. Rasgos fundamentales de la zoogeografía de la Argentina. Physis 22 (63): 151-170.

Rodriguez-Bualó, S., Zurita, A. E., Carlini, A. A. y Friedrichs, J . 2009. Los Pampatheriidae (Xenarthra, Cingulata) de la Provincia de Formosa, Argentina. Un estudio sistemático y paleobiogegráfico preliminar. Comunicaciones Científicas y Tecnológicas.

Serra, P. 2002. El Parque chaqueño y sus factores fisiográficos asociados (Chaco y Formosa). Investigaciones y ensayos geográficos. Revista de geografía. Universidad Nacional de Formosa. Facultad de Humanidades. Carrera de Geografía 1 (1): 19-29.

Scillato-Yané, G. J., Carlini, A. A., Tonni, E. P. Noriega, J. I., 2005. Paleobiogeography of the late Pleistocene pampatheres of South America. *Journal of South American Earth Sciences* 20: 131-138.

Soibelzon, L. H., Zurita, A. E., Morgan, C. C., Rodriguez, S., Gasparini, G. M., Soibelzon, E., Schubert, B. W. y Miño-Boilini, A. R. 2010. Primer registro fósil de *Procyon cancrivorus* (G. Cuvier, 1798) (Carnivora, Procyonidae) en la Argentina. Implicancias paleoambientales. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 27 (2): 313-319.

Taylor, S.; Ripley, B. Wooward, F. y Osborne, C. 2011. Drought limitation of photosynthesis differs between C3 and C4 grass species in a comparative experiment. Plant, Cell & Environment 34: 65-75.

Tonni, E. P. y Scillato-Yané, G. J., 1997. Una nueva localidad con mamíferos pleistocenos en el Norte de la Argentina. Aspectos paleozoogeográficos. *Em VI Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário e Reunião sobre o Quaternário da América do Sul*, Curitiba, Brasil, Anais, 345-348.

Tortorelli, L. 2009. Maderas y Bosques Argentinos. Tomo I. Segunda edición. Orientación Gráfica Editora. Buenos Aires, Argentina.

Zacarías, G. De la Fuente, M. y Zurita, A. E. 2014. Testudinoidea Fitzinger (Testudines: Cryptodira) de la Formación Toropí/Yupoí (cA. 58-28 ka) en la provincia de Corrientes, Argentina: taxonomía y aspectos paleoambientales relacionados. Revista Brasileira de paleontología 17 (3): 389-404.

Zamudio, B. 2013. Primeras citas de ostrácodos (Crustacea) del Pleistoceno Tardío de la Provincia de Formosa, Argentina. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales 15 (2): 201-206.

Zucol, A. F. y Brea, M. 2000. Análisis fitolítico de la Formación Paraná en la provincia de Entre Ríos. En: Aceñolaza, F. G. y Herbst, R. (Eds.), El Neógeno de Argentina. Serie de Correlación Geológica 14: 67-76.

Zurita, A. E. 2000a. Primeros registros de Gliptodontes (Mammalia, Cingulata) Cuaternarios de la Provincia del Chaco. *FACENA* 16: 71-84.

Zurita, A. E. 2000b. Nuevo Sclerocalyptini (Mammalia, Cingulata) Cuaternario de la Provincia del Chaco. *FACENA* 16: 141-142.

Zurita, A., Carlini, A. 2001. Primeros registros de Gliptodontes Cuaternarios en la Provincia del Chaco. *Natura Neotropicalis* 32 (1): 69-70.

Zurita, A. E. y Lutz, A. I. 2001. Nuevos hallazgos de mamíferos pleistocénicos en la Formación Toropí (Corrientes, Argentina). Consideraciones paleoambientales, paleozoogeográficos y bioestratigráficas. XI Congreso Latinoamericano de Geología y III Congreso Uruguayo, resúmenes (sección Paleontología): 10-15.

Zurita, A. E. 2002. Nuevo Gliptodonte (Mammalia, Glyptodontoidea) del Cuaternario de la Provincia del Chaco (Argentina). *Ameghiniana* 39 (2): 175-182.

Zurita, A. E., Carlini, A. A., Scillato-Yané, G. J. y Tonni, E. P. 2004. Mamíferos extintos del Cuaternario de la provincia del Chaco (Argentina) y su relación con aquéllos del este de la región Pampeana y de Chile. *Revista Geológica de Chile* 31 (1): 65-87.

Zurita, A. E., Miño-Boilini, A. R., Carlini, A. A, Iriondo, M. y Alcaraz, M. A. 2009. Paleontología del Chaco Oriental. Una nueva localidad con mamíferos fósiles pleistocenos en el río Bermejo (Formosa, Argentina). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 26 (2): 277-288.

Zurita, A. E., Rodriguez-Bualó S. M., Bogan, S, Miño-Boilini, A. R., Alcaraz, M. A., Lutz, A. I. y Friedrichs, J. 2011. A latest Pleistocene-early Holocene palaeofaunal association in Northern Argentina. *IV Congreso Latinoamericano de Paleontología de Vertebrados*, resúmenes: 48.

Zurita, A. E., Miño-Boilini, A. R., Francia, A., Erra, G., Alcaraz, M. A., Carlini, A. A., Lutz, A. I, y Friedrichs, J. 2014. Paleontología y cronología del Cuaternario de las provincias de Corrientes y Formosa. *Acta Geológica Lilloana* 26 (1): 75-86.

Paleontología de vertebrados y bioestratigrafía del Cuaternario de la provincia de Córdoba, Argentina

Laura E. CRUZ [1,2], Jerónimo M. KRAPOVICKAS [3], Adán A. TAUBER [3,4]

[1] CONICET, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.
[2] Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", División Paleontología Vertebrados, Av. Ángel Gallardo 470, (C1405DRJ) CABA, Argentina. cruzlaurae@gmail.com
[3] Cátedra y Museo de Paleontología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Vélez Sarsfield 1611, (X5016GCA) Córdoba, Argentina.
[4] Museo Provincial de Ciencias Naturales "Dr. Arturo Umberto Illía", Bv. Poeta Lugones 395, Córdoba, Argentina.

RESUMEN

Palabras clave:
Pleistoceno
Holoceno
Mamíferos
Región Pampeana
Sierras Pampeanas
Bioestratigrafía

En este artículo se realiza una síntesis y actualización de las investigaciones bioestratigráficas basadas en vertebrados hallados en el Cuaternario de la Provincia de Córdoba. Es así que el registro de vertebrados, principalmente mamíferos, con procedencia estratigráfica precisa permitió realizar un esquema biostratigráfico general para la provincia integrando las áreas de montañas y las grandes planicies. Así mismo, con la posibilidad de correlación estratigráfica y datos absolutos se le pudo dar un contexto temporal a la biozonación realizada y generar así hipótesis paleobiogeográficas y paleoambientales. Las mismas versan principalmente en la posibilidad de que las áreas de montaña actuaron como áreas refugio o reservorio para algunas especies. No obstante, y con pequeñas excepciones, la variabilidad de taxones de mamíferos fósiles del Cuaternario de la provincia de Córdoba, principalmente de mediano y gran porte, presenta grandes similitudes con las diversas asociaciones faunísticas presentes en la llanura Pampeana, especialmente de las registradas en la provincia de Buenos Aires.

ABSTRACT

"PALEONTOLOGY OF VERTEBRATES AND BIOSTRATIGRAPHY OF THE QUATERNARY OF CÓRDOBA PROVINCE, ARGENTINA". Here a synthesis and update of the biostratigraphic investigations based on vertebrates recorded in the Quaternary of the Province of Córdoba is carried out. It is thus that the vertebrate register, mainly megamam-

Keywords:
Pleistocene
Holocene
Mammals
Pampean Region
Central Sierras
Biostratigraphy

mals, with precise stratigraphic origin allowed to realize a general biostratigraphic scheme for the province integrating the areas of mountains and the great plains. Likewise, with the possibility of stratigraphic correlation and absolute data, was possible to give a temporal context to the biozonation carried out and thus generate diverse paleobiogeographic and paleoenvironmental hypotheses. These are mainly to the possibility that the mountain areas were refuge or reservoir areas for some species. Nonetheless, with small exceptions, the variability of taxa of fossil mammals of the Quaternary of the province of Córdoba, mainly of medium and large size, shows great similarities with the diverse associations present in the Pampeana plain, especially of the recognized one in the province from Buenos Aires.

INTRODUCCIÓN

Las primeras investigaciones geológicas y paleontológicas del Cuaternario de la provincia de Córdoba fueron escritas a finales del Siglo XIX por Adolfo Döering (1882, 1907), Florentino Ameghino (1885, 1889), Guillermo Bodenbender (1890) y Joaquín Frenguelli (1918). Sin embargo, el primero en realizar estudios paleontológicos exhaustivos y con continuidad en sedimentos del Cenozoico tardío fue el Dr. Alfredo Castellanos (1918, 1919, 1942, 1944, 1951). En dichos trabajos hizo una descripción de diferentes perfiles geológicos y una síntesis paleontológica de los fósiles colectados por él y Hennig, e incluyó los mencionados por Ameghino y Döering. En su trabajo del año 1942, resalta que tras el estudio en detalle de diferentes barrancas, no sólo de los alrededores de la ciudad de Córdoba sino también de las sierras cordobesas (e.g. Valle de Los Reartes, Valle de Traslasierra ó Valle de San Alberto, Río Tercero), se corrobora lo expresado por Ameghino (1889) y Döering (1907, 1918) respecto a los “pisos” descriptos para las formaciones “Pampeana” y “Postpampeana” (figura 1). Posteriormente, Castellanos (1944) dividió los sedimentos de la provincia de Córdoba en tres grandes grupos (ordenados del más reciente al más antiguo): **1)** Sedimentos post-pampeanos asignados a la “Formación Postpampeana”; **2)** Sedimentos pampeanos asignados a la “Formación Pampeana”; y **3)** Sedimentos araucanos asignados a la “Formación Uqueana”. Castellanos asignó sus capas A, B y C al Holoceno, sus capas D_2, D_1, E_2, E_1, F, G_2, G_1, H_2, H_1, I, J, H_2, H_1, K y L al Pleistoceno y sus capas M_2, M_1 y N al Plioceno (figura 1). Estas asignaciones y las equivalencias con las “formaciones” y “pisos” de Ameghino las realizó sobre la base de las asociaciones paleofaunísticas por él descriptas sumadas a los hallazgos de Ameghino y Döering (Castellanos, 1944) (figura 1). El trabajo realizado por Castellanos en la provincia de Córdoba parecería constituir la base paleontológica para cualquier estudio bioestratigráfico a realizar en la provincia, sin embargo muchos de los materiales por él estudiados no presentan datos de procedencia estratigráfica y geográfica factibles de ratificar. Asimismo, los materiales estudiados y encontrados por Ameghino y Döering, también incluidos en el estudio de Castellanos, poseen procedencia estratigráfica incierta. No obstante, en algunos trabajos Castellanos

(e.g. 1942) presentó mapas, perfiles y fotografías de algunas barrancas con lo cual se pudieron reanalizar varios niveles estratigráficos, mientras que otros están bajo las aguas (e.g. campo La Isolina, El Bajo-Los Reartes) o continúan siendo inciertos, principalmente los que corresponden al lapso en cuestión en este capítulo. En las últimas décadas se han retomado las investigaciones geológicas y paleontológicas en Córdoba a través de estudios realizados en depósitos del Cuaternario de faunas fósiles locales y hallazgos puntuales (e.g. Tauber, 1999, 2000, Tauber y Di Ronco, 2000; Goya, 2003; Cruz, 2003, 2007; Zurita *et al.*, 2007; Luna y Krapovickas, 2011; Cruz *et al.*, 2012; Andreazzini *et al.*, 2013, 2016; Krapovickas y Tauber, 2016; Haro *et al.*, 2016, 2017; Rey Ocampo *et al.*, 2016). Más recientemente, se han propuesto nuevos esquemas bioestratigráficos de relevancia para la provincia de Córdoba (Cruz, 2011, 2013; Krapovickas, 2014, Krapovickas *et al.*, 2017). Se presenta aquí un resumen de todas estas investigaciones y una primera aproximación a un esquema bioestratigráfico general para la provincia integrando las áreas de montañas y las grandes planicies.

Doering (1882) Fm	Doering (1882) Pisos	Ameghino (1889) Fm	Ameghino (1889) Pisos	Bodenbender (1890)		Frenguelli (1918) Series	Frenguelli (1918) Pisos	Castellanos (1944) Fm	Capas, Pisos o facies	Horizontes
ARIANA = ALUVIAL	ARIANO	CUATERNARIA RECIENTE	ARIANO					POST - PAMPEANA	A	ARIANENSE
			AIMARÁ			POST PAMPEANO	AIMARENSE		B	AYMARENSE
QUERANDINA = DILUVIAL	PLATENSE QUERANDINO		PLATENSE QUERANDINO				CORDOBENSE		C - CORDOBENSE	PLATENSE SUPERIOR
							PLATENSE QUERANDINENSE		D2 - NONENSE D1 - 4° Fluvial	PLATENSE MEDIO
									E2	PLATENSE INFERIOR
TEHUELCHE = GLACIAL	TEHUELCHE	TEHUELCHE	TEHUELCHE						E1	PLATENSE BASAL SOTELENSE
PAMPEANA	PAMPEANO LACUSTRE	PAMPEANA	LUJANENSE	PAMPEANA	PAMPEANO LACUSTRE		LUJANENSE		F - Cenizas verdes	SOTELENSE
						PAMPEANA		PAMPEANA	G2	BONAERENSE más superior
									G1	BONAERENSE superior
			BONAERENSE		PAMPEANO MEDIO		BONAERENSE		H2 PRIMERENSE H1 3° Fluvial	BONAERENSE medio
									I	BONAERENSE inferior
	EÓLITICO		BELGRANENSE						J - QUILLINCENSE (2° Fluvial)	BELGRANENSE superior
									K - PUCARENSE	BELGRANENSE medio
									L - REARTENSE (1°Fluvial)	BELGRANENSE inferior
	PAMPEANO INFERIOR		ENSENADENSE		PAMPEANO INFERIOR		ENSENADENSE		M2	ENSENADENSE cuspidal
									M1	ENSENADENSE basal
ARAUCANA	PUELCHE SUBPAMPEANO	ARAUCANA	PEHUELCHE	TERCIARIA			CHAPADMALALENSE	UQUEANA	N - BROCHERENSE	
			HERMÓSICO			GUARANÍTICA	PUELCHENSE			
	ARAUCANO		ARAUCANO							

Figura 1. Comparación de las unidades continentales del Cenozoico superior de la provincia de Córdoba hasta 1950.

GEOMORFOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DEL CUATERNARIO DE LA PROVINCIA DE CÓRDOBA

La provincia de Córdoba se encuentra ubicada en la región central de la República Argentina (entre 29º30'S y 35º00'S y entre 61º45'O y 65º45'O). Iriondo (1989, 1990) definió dos regiones geomorfológicas para el territorio provincial: las áreas de montaña y las grandes planicies. Posteriormente las contribuciones de Carignano (1999) y Carignano *et al.* (2014) presentan una exhaustiva y completa historia de la configuración geomorfológica evidenciando un marcado contraste entre ambas áreas. Mientras que las grandes planicies adquirieron su configuración actual en los últimos 80 ka., la conformación de las áreas de montaña está dominada por geoformas mesozoicas que se conservan como relictos. Las áreas de montaña integran parte del cordón montañoso de las Sierras Pampeanas Orientales. Las principales superficies de erosión de las sierras de Córdoba (e.g. Pampa de Pocho, Pampa de Olaen, Pampa de Achala, Pampa Vaca Corral [figura 2]), se encuentran cubiertas por sedimentos cuaternarios donde se ha mencionado el hallazgo de mamíferos fósiles (*e.g.* Goya, 2003; Córdoba *et al.*, 2005; Tauber y Goya, 2006; Tauber *et al.*, 2008; Krapovickas y Tauber, 2010, 2012; Krapovickas *et al.*, 2017) y recientemente se realizó el primer modelo estratigráfico regional para las pampas de altura (Andreazzini *et al.*, 2013, 2016; Krapovickas, 2014; Kröhling y Carignano, 2014; Krapovickas y Tauber, 2016). Según Carignano (1999), los procesos sedimentológicos y geomorfológicos que sucedieron durante el Cuaternario en Córdoba están fuertemente correlacionados con la geografía física de la región, la cual es muy particular ya que presenta ambientes muy diversos. Las Grandes Planicies pueden separarse entre cuatro ambientes geomorfológicos de acuerdo con Carignano *et al.* (2014): Depresión de la Laguna de Mar Chiquita, Planicie fluvioeólica central, Planicie arenosa eólica del Sur y Ambientes pedemontanos (figura 2).

Marco estratigráfico, geocronológico e inferencias paleoambientales

Se realiza una breve descripción de las unidades estratigráficas, de la más antigua a la más reciente, agrupadas por las regiones geomorfológicas previamente descriptas en las cuales se han registrado los mamíferos fósiles con procedencia estratigráfica precisa, incluidos en los últimos estudios (ver Paleontología y Bioestratigrafía, tabla 1), y una correlación de las unidades descriptas para el Cenozoico tardío de la provincia de Córdoba y los datos cronológicos de las mismas publicados hasta ahora (figura 3). Para el ambiente pedemontano se siguieron principalmente los esquemas propuestos en las hojas geológicas 3166-IV Villa Dolores de Bonalumi *et al.* (1999) y 3166-36, Valle de Calamuchita de Gaido *et al.* (2006), para la región de la Planicie Fluvio-Eólica Central y la Depresión de la laguna de Mar Chiquita a Kröhling e Iriondo (1999), Kröhling (1999a y b) y Kröhling y Carignano (2014), para la Planicie eólica arenosa del Sur a Cantú (1992, 1998), Cantú *et al.* (2004, 2006) y Kröhling y Carignano (2014) y finalmente para las áreas cumbrales de las

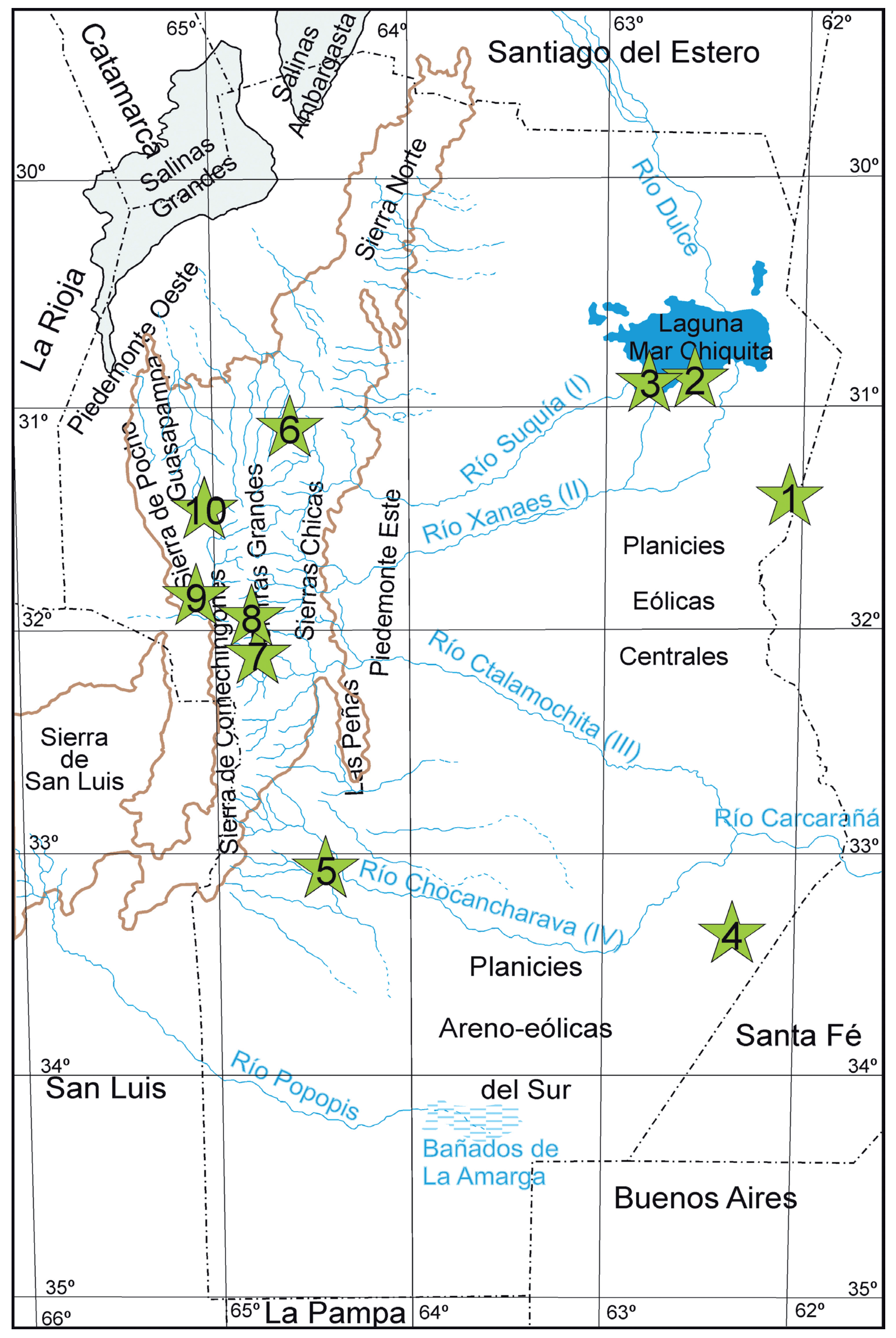


Figura 2. Mapa de la provincia de Córdoba, con las principales localidades donde se han registrado mamíferos fósiles: 1) San Francisco; 2) Miramar, Laguna Mar Chiquita; 3) El silencio, Laguna Mar Chiquita; 4) Isla Verde; 5) Río Cuarto; 6) Pampa de Olaen; 7) Los Reartes, Valle de Calamuchita; 8) Atos Pampa y Atum Pampa; 9) Valle de Traslasierra, 10) Pampa de Olaen.

Sierras Pampeanas de Córdoba a Krapovickas (2014), Kröhling y Carignano (2014) y Krapovickas y Tauber (2016).

Depresión de la laguna de Mar Chiquita y Planicie Fluvio-Eólica Central

Formación Carcarañá (Kröhling, 1998, 1999a).— Está compuesta por tres facies dispares (eólica, palustre y aluvial). La facies eólica es la principal y comprende sedimentos arenosos finos a limosos de color pardo rojizo, con arcillas raramente presentes y pequeñas muscovitas visibles. En general es masiva u organizada en estratos muy gruesos. La facies palustre comprende estratos lenticulares de escasa potencia, muy delgados, compuestos por arenas muy finas con limos y arcillas de color naranja y moderadamente consolidados. La facies aluvial está compuesta en la base por un conglomerado matriz soportado con guijarros muy finos y matriz arenosa con abundante mica; luego le continúa una sucesión de capas lenticulares más delgadas cuyos lentes están compuestos por arena fina con variable cantidad de arena muy fina micácea friable, con arcilla y limos, de color marrón. Existen escasos relictos de paleosuelos desarrollados en la base y el techo de esta formación. El perfil más representativo de esta unidad, se encuentra en las barrancas del río Cañada de Goméz justo en su confluencia con el río Carcarañá (Kröhling, 1999a). La edad de esta unidad es Pleistoceno Tardío (IS3) (Kröhling, 1999a,b) inferida a partir de dataciones de Termoluminiscencia (TL) en el medio de la sección tipo (Cuenca del Carcarañá) 52,31 $\pm$ 1,2 ka AP.

Formación Lagunilla del Plata (Kröhling e Iriondo, 1999).— Esta unidad está compuesta por arenas muy finas a arenas limosas finas, con abundante placas visibles de muscovita, de color marrón amarillento seco y marrón rojizo húmedo. Presenta una organización en estratos tabulares gruesos horizontales con estructura interna masiva a pobremente laminada. Presenta concreciones de carbonato de calcio, intercalaciones de lentes de ceniza volcánica alterada y rellenos de paleocanales efímeros. El perfil tipo se encuentra en las barrancas de la Lagunilla del Plata. Kröhling e Iriondo (1999) y Kröhling y Carignano (2014) infieren que esta Formación fue depositada durante una de las fases semiáridas del estadio isotópico 3 (Pleistoceno Tardío), basada principalmente en una datación TL que arrojó una edad de 45,6 $\pm$ 1,9 ka AP.

Formación Tezanos Pinto (Iriondo, 1980; Kröhling 1999a).— Esta unidad está dividida en cuatro facies: 1- facies loéssica o eólica, compuesta por limos con arcillas y arenas finas subordinadas, de color marrón claro/naranja apagado y con concreciones de CO_3Ca erráticas; 2- facies nodular color naranja-amarillo claro compuesta por limos gruesos, ligeramente arcillosos con CO_3Ca segregado; 3- facies palustre naranja de limos arcillosos, en cuerpos tabulares y lenticulares intercalados en la facies eólica; 4- facies palustre grisácea a marrón amarillento, compuesta por sedimentos arcillosos y limosos, muy cuarzosos, sin estratificación visible y con

Tabla 1. Listado de materiales fósiles con procedencia estratigráfica y geográfica precisa mencionados en este trabajo.

Orden Cingulata Illiger, 1811	
Familia Dasypodidae Gray, 1821	
Chaetophractus sp.	CORD–PZ 4472-osteodermos móviles; CORD–PZ 4473-osteodermos móviles.
Eutatus cf. ***seguini*** Gervais, 1867	CORD–PZ 4483-fragmento mandibular.
Eutatus seguini Gervais, 1867	MUFyCA 367-fragmento de caparazón dorsal; CORD – PZ 1037-osteodermo.
Zaedyus pichiy (Desmarest, 1804) Osgood, 1919	CORD–PZ 1072-mandíbula, húmero izquierdo y osteodermos del caparazón escapular.
Tolypeutes matacus Desmarest, 1804	CORD–PZ 1039-osteodermos.
Superfamilia Glyptodontoidea Gray, 1869	
Tribu Lomaphorini Hoffstetter, 1958	
Lomaphorus sp.	AGM 007- mandíbula, húmero derecho, fragmento de caparazón dorsal y tubo caudal; AGM 023- fragmento proximal de tubo caudal; MAMM–PV 016- fragmento de caparazón dorsal y tubo caudal; CORD–PZ s/n- osteodermos.
Familia Panochthidae Castellanos, 1927	
Tribu Neosclerocalyptini Paula Couto, 1957	
Neosclerocalyptus sp.	AGM 003-húmero, ulna, fémur, fragmento de caparazón dorsal y tubo caudal; AGM 004- fragmento posterior de cráneo, fragmentos de la coraza dorsal y fragmento medio del tubo caudal; AGM 022- caparazón dorsal incompleto y tubo caudal; MAMM–PV 021- fragmento distal de tubo caudal; MAMM–PV 022- fragmento de cráneo, caparazón dorsal casi completo pero reconstruido y tubo caudal; UNRC–PV 005- osteodermos de la coraza dorsal, fragmento de mandíbula izquierda con seis molariformes, vértebras y húmero izquierdo.
Neosclerocalyptus ornatus Owen, 1845	AGM 006- cráneo, vértebras, escápulas y coraza casi completa.
Neosclerocalyptus paskoensis Zurita, 2002	AGM 002- ambos laterales de la coraza dorsal, casquete cefálico, anillos caudales, tubo caudal, cráneo, mandíbula, vértebras cervicales y caudales; MCNC–PV 278-craneo, casquete cefálico, osteodermos del caparazón y postcráneo.

Tribu Panochthini Castellanos, 1927	
Panochthus sp.	UNRC–PV 003- osteodermos de la coraza dorsal y de los anillos caudales, fragmento de pelvis y vértebras caudales; MAMM–PV 024 -osteodermos de la coraza dorsal y fragmento del tubo caudal; MUFyCA 383-tubo caudal; CC–PZ 100-fragmento de caparazón dorsal; CC–PZ 101-rama mandibular izquierda; CORD–PZ 4462-fragmentos de tubo caudal.
Familia Glyptodontidae Gray, 1869 Tribu Glyptodontini Gray, 1869	
Glyptodon sp.	MAMM–PV 025-osteodermos del caparazón dorsal; MUFyCA 354-fragmentos del caparazón dorsal; MUFyCA 359-fragmento del caparazón dorsal; UNRC–PV 006-osteodermos caparazón dorsal; CORD–PZ 15420- osteodermos; CORD–PZ 4291- Fragmento de cráneo; MCNC–PV 246- osteodemos del caparazón dorsal, anillos caudales, tibia derecha, isquion e ilion derechos de un individuo juvenil; MDVS–PV 0064-Fragmento de caparazón dorsal de individuo juvenil.
Glyptodon reticulatus Owen, 1845	CORD–PZ 4463-osteodermos; CORD–PZ 15400- fragmento de caparazón.
Orden Tardigrada Latham & Davies, 1795	
Familia Mylodontidae Ameghino, 1889	
Mylodontidae indet	CORD–PZ 4475- diáfisis femoral; CORD–PZ 4288- vertebras torácicas; CORD–PZ 4467- fragmento de vertebra torácica; CORD–PZ 4468- huesos del postcraneo.
Scelidotheriinae indet.	AGM 025-fémur, tibia, fíbula y astrágalo derechos; CORD–PZ 1047-astrágalo.
Catonyx tarijensis (Gervais y Ameghino), 1880	AGM 026- hemi-mandíbula izquierda, ambos radios, vértebras cervicales articuladas, molariformes superiores y ambos calcáneos; CORD–PZ 4465- fragmento de mandíbula.
Scelidotherium sp.	MAMM–PV 017- fragmento de rama mandibular derecha, con ml2 – ml4 y dos molariformes superiores; CORD–PZ 4466- húmero.
Scelidotherium leptocephalum Owen, 1840	UNRC–PV 001-cráneo, mandíbula, parte del hioides, ambas tibias, astrágalo derecho, ambos navicular y calcáneo izquierdo; CC–PZ 102- fémur, tibia, fíbula, patella, cuboides, astrágalo, metatarsales y molariformes aislados; CORD–PZ 4464- miembro anterior derecho con clavícula y fragmento de escapula; MDVS–PV 0043- fragmento de cráneo.
Mylodon darwini Owen, 1839	UNRC–PV 002-fragmento de cráneo.
Glossotherium sp.	MCNC–PV 290-mandíbula.

Familia Megatheriidae Owen, 1842	
Megatherium sp.	MUFyCA 392- fémur derecho, tibia, fragmento proximal de fíbula, astrágalo y calcáneo derechos; CORD–PZ 4470- tibia.
Megatherium americanum Cuvier 1796	UNRC–PV 004-fragmento de mandíbula izquierda; MCNC–PV 189-cráneo, mandíbula y atlas.
Orden Notoungulata Roth, 1903	
Familia Toxodontidae Gervais, 1847	
Toxodon sp.	AGM 011-fragmento de incisivo superior; CORD–PZ 4476- rama mandibular izquierda; CORD–PZ 4477- axis.
Toxodon platensis Owen, 1837	MUFyCA 39-mandíbula.
Familia Mesotheriidae Alston, 1876	
Mesotherium sp.	CORD–PZ 15568- fragmentos de molares superiores.
Orden Litopterna Ameghino, 1889	
Familia Macraucheniidae Gill, 1872	
Macrauchenia sp.	MUFyCA 393- fragmento distal de fémur; MUFyCA 379- fragmento distal de húmero derecho; CORD–PZ 1071- vértebras, costillas y fragmento de pelvis; CORD–PZ 4292 – fragmento de p4; CORD–PZ15416- M2 izquierdo; CORD–PZ 4474 – vértebra cervical.
Macrauchenia patachonica Owen, 1839	AGM 029- fragmento de mandíbula juvenil con m2-m3 izquierdos y m1-m3 derechos.
Orden Artiodactyla Owen, 1848	
Familia Camelidae Gray, 1821	
Hemiauchenia paradoxa Gervais y Ameghino, 1880	AGM 028- radio-ulna y metacarpal derechos.
Orden Perissodactyla Owen, 1848	
Familia Equidae Gray, 1821	
Hippidion sp.	MUFyCA 360- molares m2 y m3 derechos.
Hippidion principale Owen, 1869	CC–PZ 107 – fragmento de rama mandibular derecha; CORD–PZ 4481- Rama mandibular derecha; MDVS–PV 12- cráneo.
Equus (Amerhippus) sp.	AGM 010- pm3 o pm4 derecho; MAMM–PV 001- m1izquierdo; MAMM–PV 002- M? derecho; MAMM–PV 003- M3 izquierdo; MAMM–PV 004- pm2 izquierdo; MAMM–PV 005- p3 derecho; MAMM–PV 006- p3 derecho; MAMM–PV 007- p2 derecho ;MAMM–PV 008- p2 izquierdo; CORD–PZ

	1054- rama mandibular izquierda con los pm3 – m3; CORD–PZ 4482 rama mandibular izquierda.
Orden Proboscidea	
Familia Gomphotheriidae Cabrera, 1929	
Notiomastodon platensis Cabrera, 1929	CC–PZ 106 – fragmento de cráneo y rama mandibular izquierda.
Orden Rodentia	
Familia Chinchillidae Bennett, 1833cf.	
Lagostomus Lagostomus maximus Brookes, 1828	AGM 030- rama mandibular izquierda con pm4-m3; CORD–PZ 1050- f fragmento mandibular izquierdo con pm4-m3.
Familia Octodontidae Waterhouse, 1839	
Ctenomys sp.	CC–PZ 105- rama mandibular derecha; CORD–PZ 4284 – fragmento de cráneo y postcráneo; CORD–PZ 4484- rama mandibular izquierda; CORD–PZ 4485- craneo.
Familia Caviidae Waterhouse, 1839	
Galea sp.	CORD–PZ 1048-cráneo y mandíbula; CORD–PZ 4486- fragmento de rama mandibular izquierda; CC–PZ 104 cráneo y mandíbula.
Orden Carnivora Bowdich, 1821	
Familia Felidae Gray, 1821	
Smilodon populator Lund, 1842	CORD–PZ 1078-fragmento rama mandibular derecha con m1-m2; CORD–PZ 1081- fragmento rama mandibular derecha con m1-m2; CORD – PZ 1082-fragmento de maxilar izquierdo con M1-M2.
Panthera onca (Linnaeus, 1758)	AGM 005- esqueleto casi completo; CC–PZ 103- cráneo; CORD–PZ 4478- ambos miembros anterioresAGM 012- fragmento de tibia, fíbula, astrágalo, calcáneo, navicular y cuboides derechos.
Oncifelis sp.	CORD–PZ 4480-rama mandibular izquierda.
Familia Ursidae	
Arctotherium sp.	AGM 027- fémur derecho.

algunas concreciones de CO_3Ca. Kröhling e Iriondo (1999) realizaron tres dataciones de TL en dos de los estratos: dos en la facies eólica, 4 m por debajo del techo 31,69 ± 1,6 ka AP y 32,00 ka AP y otra en la facies nodular, cerca de la base de la Formación, que arrojó una edad de 35,89 ± 1 ka AP. El techo de la formación está definido por un paleosuelo bien desarrollado durante el *Optimum Climaticum* del Holoceno, un distintivo marcador pedoestratigráfico en la llanura pampeana y en las pampas de altura.

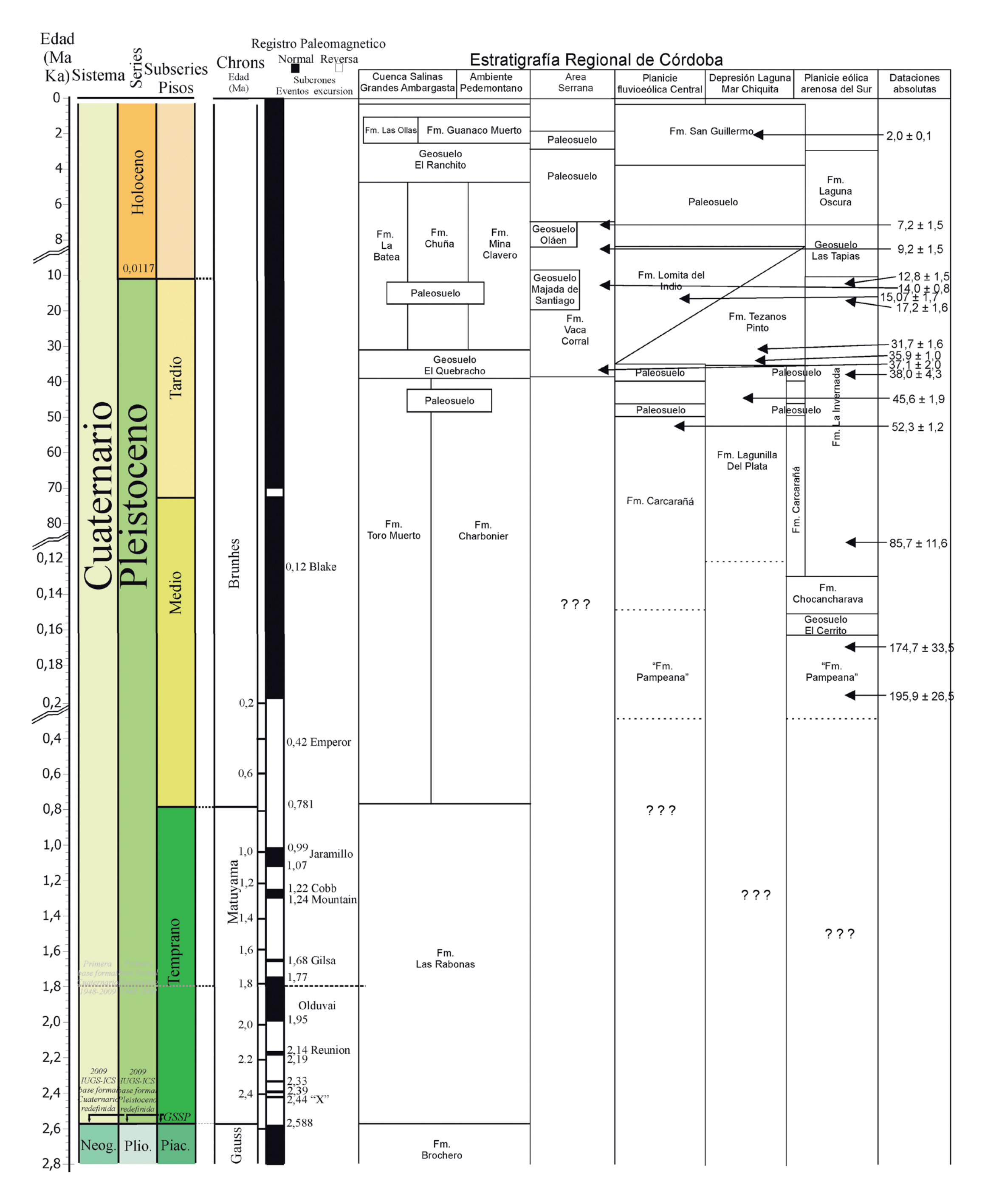


Figura 3. Unidades estratigráficas descriptas para la provincia de Córdoba (modificado de Carignano, 1999).

Planicie eólica arenosa del Sur

"Formación Pampeana".— Ameghino (1889), Bodenbender (1890), Döering (1907), Castellanos (1944) y Frenguelli (1918, 1925) refirieron los depósitos de limos, limos arenosos y limos arcillosos que afloran en el sector oeste de la ciudad de Córdoba y en el lecho del Río Suquía a la "formación pampeana inferior" o "ensenadense". Posteriormente, Cantú y Blarasín (1987), Cantú (1992, 1998) y Cantú *et al.* (2004) emplearon este nombre para los sedimentos loéssicos del sector sur de la provincia de Córdoba, basándose en el criterio de Fidalgo *et al.* (1973). Esta unidad presenta características distintas en áreas de interfluvios y terrazas fluviales. En las primeras está compuesta por limo de color marrón rojizo claro, con dos a cinco niveles de fragipanes, con barnices de materia orgánica; luego la granulometría varía a limo arenoso y en el techo hay lentes de base neta de limo marrón rojizo, bien cementado (Piovano *et al.*, 1992). Los afloramientos de estos depósitos en las terrazas fluviales son más numerosos y de mayor espesor que en los interfluvios. Se caracterizan por sedimentos limosos y limo arenosos, macizos a débilmente laminados, de color pardo rojizo con alto contenido de carbonato de calcio disperso en masa. Existen lentes de areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada y planar. En esta unidad también se diferencian dos niveles de paleosuelos (Cantú, 1992; Cantú *et al.*, 2004, 2006; Piovano *et al.*, 1992), los cuales, en el sector sur de la provincia, se nominaron: Geosuelo Santa Catalina y Geosuelo Estancia El Cerrito, desarrollados en la facies palustre y fluvial, respectivamente de la "Formación Pampeana". De acuerdo con estos autores, se considera que ambos geosuelos han evolucionado bajo un clima árido o semiárido con escasas precipitaciones, las cuales se evidencian como eventos torrenciales. En relación con la edad de esta unidad existen varias dataciones, en su mayoría de TL. Piovano *et al.* (1992) realizaron una datación TL en sedimentos del techo de esta unidad. El perfil del cual extrajeron la muestra se encuentra dentro del área de la Hoja Córdoba, sobre la ruta provincial C45, 6 km al oeste de la localidad de Lozada y dio como resultado 50,03 ± 3,99 ka AP. Cantú *et al.* (2004) realizaron cuatro dataciones, tanto de TL como de Luminiscencia Estimulada por Infrarrojo (IRSL), sobre sedimentos del Geosuelo Santa Catalina, dos en la base (227,9 ± 30,2 ka AP [IRSL], 195,9 ± 26,5 ka AP [TL]), una en la sección media (174,7 ± 33,5 ka AP [TL]) y otra en el techo (126,3 ± 13,5 ka AP [IRSL]). Con estos datos absolutos Cantú *et al.* (2004, 2006) infieren que el Geosuelo Santa Catalina ha evolucionado durante un largo periodo de tiempo, quizás en la penúltima glaciación, mientras que el Geosuelo Estancia El Cerrito, presente en los interfluvios, lo infieren para el final de esta. Subsecuentemente, asignaron la "Formación Pampeana" de Córdoba al Pleistoceno medio-tardío.

Formación Chocancharava (Cantú, 1992).— Esta Formación incluye distintas facies (aluvial y coluvial) de un ciclo fluvial que se encuentra asociado a todos los ríos y a los principales arroyos de la vertiente oriental de la provincia (ríos Suquía, Xanaes, Ctalamochita, Chocancharava y Popopis). Este importante ciclo fluvial fue reconocido en el Río Suquía por Santa Cruz (1972) bajo el nombre de Formación Río Primero. El material aluvial de la Formación Chocancharava contiene rodados

de basamento, principalmente de composición granítica, en una matriz arenosa media a gruesa, cementada por carbonato de calcio. De acuerdo con Cantú (1992, 1998), este ciclo sería en parte sincrónico con el desarrollo del Geosuelo Estancia el Cerrito en los interfluvios. Posteriormente, Cantú *et al*. (2004, 2006) describieron un conjunto de paleosuelos desarrollados sobre las facies de canales abandonados de esta formación. Este pedocomplejo, nominado La Colacha, fue referido al Pleistoceno tardío teniendo en cuenta las relaciones estratigráficas con los materiales infra y suprayacentes (Cantú, 1992, 1998; Cantú *et al.*, 2004) edad corroborada por su contenido faunístico (Cruz, 2013). Se infiere así, que el pedocomplejo La Colacha se desarrolló en el último interglacial, bajo un clima probablemente húmedo y cálido (Cantú *et al.*, 2004; 2006).

Formación La Invernada (Cantú, 1992, 1998).— Está formada por sedimentos eólicos, de granulometría limo arenosa muy fina, de color pardo amarillento. La misma cubre en discordancia las formaciones anteriormente descriptas para el área de la Planicie eólica arenosa del Sur en las posiciones de interfluvio y terrazas altas de los ríos en la llanura. En algunos sectores, presenta laminación entrecruzada y relictos de paleocanales. Cantú *et al.* (2004) realizaron ocho dataciones (IRSL y TL) sobre sedimentos de esta formación en el arroyo las Lajas. Los datos que arrojaron estas dataciones de la base al techo son: 85,7 ± 11,6 ka AP (TL) y 77,0 ± 7,7 ka AP (IRSL); 38,0 ± 4,3 ka AP (TL) y 56,1 ± 10,2 ka AP (IRSL); 17,2 ± 1,6 ka AP (TL) y 18,4 ± 1,2 ka AP (IRSL); 12,8 ± 1,5 ka AP (TL) y 16,2 ± 1,1 ka AP (IRSL). Combina y Sánchez (2003), a partir del análisis sedimentológico de esta Formación, establecieron una sucesión de paleoambientes sedimentarios eólicos y fluviales determinados por las condiciones climáticas. La primera etapa de sedimentación eólica se produjo bajo un clima árido a semiárido, mientras que la segunda etapa de sedimentación corresponde a un sistema fluvial de baja sinuosidad bajo condiciones climáticas más frías y húmedas que las previas. En el techo de la Formación La Invernada hay restos de un paleosuelo (Geosuelo Las Tapias) el cual representaría el mejoramiento climático del Holoceno vinculado al *Hypsithermal* desarrollado bajo un clima templado y húmedo a subhúmedo (Cantú, 1992, Cantú *et al.*, 2004).

Áreas cumbrales de las Sierras Pampeanas

Formación Vaca Corral (Krapovickas y Tauber, 2016).— Esta formación incluye una asociación de facies fluviales/eólicas de limos arenosos y arenas limosas. El análisis estratigráfico y sedimentario permitió identificar 5 facies principales: 1) Limo arenoso con megatabiques de carbonato de calcio; 2) Arena limosa pardo rojiza con clastos; 3) Arena limosa laminada y cementada; 4) Limo arenoso amarillento; y 5) Arena limosa oscura maciza. Por medio de los estudios estratigráficos realizados en el área serrana, se observó un patrón con tres tramos estratigráficos bien definidos: el más basal, es una capa de arena limosa de color rojiza con laminación planar difusa, clastos angulosos dispersos en la matriz, presencia de cutanes, *peds* y niveles de calcretes; el rango temporal estimado mediante dataciones por Luminiscencia

Ópticamente Estimulada (OSL) realizadas, sería entre los 37.095 ± 2,020 y 14.040 ± 785 años AP para este tramo. El segundo tramo está formado por un limo arenoso amarillento, friable y macizo, que tendría un rango temporal estimado mediante las dataciones entre 14.040 ± 785 (OSL) y 9.181 años cal. AP (Espectrometría de masas, AMS); y el último tramo, formado por arena limosa de color oscuro, con clastos y numerosas evidencias pedogenéticas, habría sido depositado entre 9.181 y 7.206 años cal. AP (AMS).

Estas unidades se interpretan como diferentes pulsos de flujos hiperdensos depositados en ambientes serranos. Sobre estos depósitos se habrían desarrollado dos unidades pedogenéticas, cuando las condiciones climáticas y tectónicas lo permitieron, denominadas Geosuelo Majada de Santiago y Geosuelo Olaen (Krapovickas y

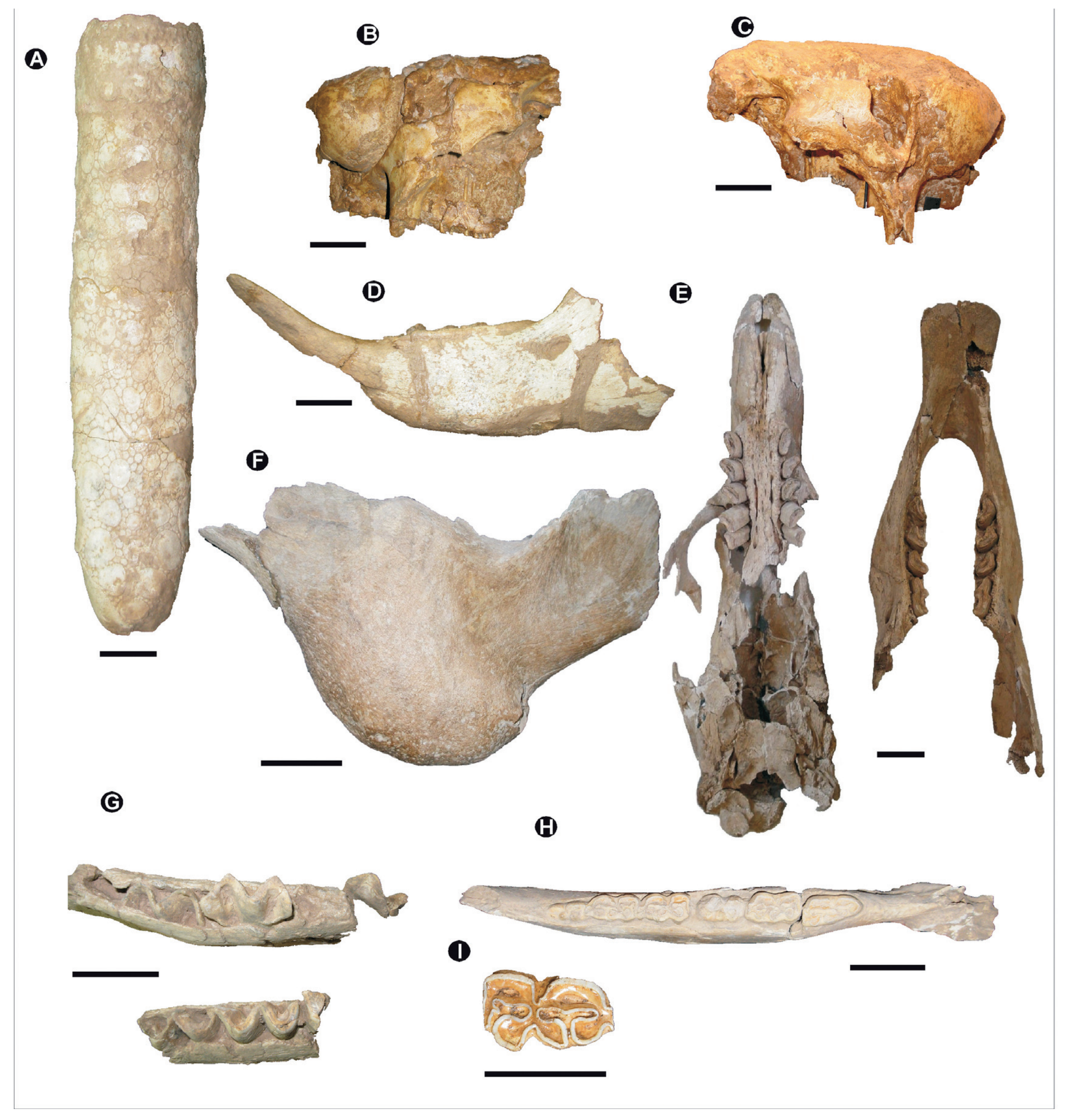


Figura 4. A. *Neosclerocalyptus* sp. (AGM 022). B. *Neosclerocalyptus ornatus* (AGM 006). C. *Neosclerocalyptus paskoensis* (AGM 002). D. *Catonyx tarijensis* (AGM 026). E. *Scelidotherium leptocephalum* (UNRC-PV 001). F. *Megatherium americanum* (UNRC-PV 004). G. *Macrauchenia patachonica* (AGM 029). H e I. *Equus (Amerhippus)* sp. H. (CORD – PZ 1054), I. (AGM 010).

Tauber, 2016). Esta Formación tendría una edad entre 37,095 ± 2,020 (OSL, en la base) y 7,206 cal. (AMS, en el techo) años AP (Krapovickas y Tauber, 2016).

Para esta Formación Krapovickas y Tauber (2016) infirieron un paleoambiente similar a las sabanas y/o praderas actuales, dominadas por pasturas, arbustos de pequeño porte y bosques en galerías, sin grandes cauces de ríos, con frecuentes anegaciones poco profundas y estacionales, bajo condiciones climáticas templadas-secas para el Pleistoceno Tardío y gran parte del Holoceno. Ya para el Holoceno medio, registraron un cambio climático a condiciones más húmedas y frías con un aumento de árboles y arbustos.

PALEONTOLOGÍA Y BIOESTRATIGRAFÍA

Se han registrado más de un centenar de hallazgos de vertebrados fósiles en sedimentos asignados al Cuaternario de la provincia de Córdoba, la mayoría con procedencia estratigráfica y geográfica precisa (*e.g.*, Tauber, 1999; Tauber y Di Ronco, 2000; Tauber y Goya, 2006; Cruz, 2007, 2011, 2013; Tauber *et al.*, 2008; Haro *et al.*, 2016, 2017; Luna y Krapovickas, 2011; Cruz *et al.*, 2010, 2012, Martínez *et al.*, 2012; Luna y Cruz, 2014; Krapovickas, 2014, Krapovickas y Tauber, 2016; Krapovickas *et al.*, 2017; Tauber *et al.*, 2017; entre otros). En mucho menor número se han registrado algunos reptiles (Donadío, 1982; Cabrera y Luna, 2011) y aves (Luna y Prieto, 2013).

Los especímenes se encuentran depositados en las siguientes instituciones: Archivo Gráfico y Museo Histórico de la Ciudad de San Francisco, Córdoba, Argentina (AGM); Carmín Cosquín (CC), Museo de Paleontología, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, Argentina (CORD-PZ); Museo Aníbal Montes, Miramar, Córdoba, Argentina (MAMM), Museo Dalmasio Vélez Sarsfield, Amboy, Córdoba, Argentina (MDVS-PV); Museo provincial de Ciencias Naturales "Dr. Arturo Illia", Córdoba, Argentina (MCNC-PV); Museo Universitario Florentino y Carlos Ameghino, Rosario, Santa Fe, Argentina (MUFyCA); Universidad Nacional de Río Cuarto, Córdoba, Argentina (UNRC-PV).

Dentro de los mamíferos con procedencia estratigráfica y geográfica precisa se registran: xenarthros representados por el Orden Cingulata, con las familias Dasypodidae (*Eutatus* sp., *Eutatus seguini*, *Zaedyus pichiy, Tolypeutes* sp., *Tolypeutes matacus, Chaetophractus* sp.) y Glyptodontidae (*Lomaphorus* sp., *Neosclerocalyptus* sp., *Neosclerocalyptus ornatus, Neosclerocalyptus paskoensis, Panochthus* sp., *Glyptodon* sp., *Glyptodon munizi*, *Glyptodon reticulatus*). El Orden Tardigrada, representado por las familias Mylodontidae (Mylodontindae indet, Scelidotheriinae indet., *Catonyx tarijensis, Scelidotherium* sp., *Scelidotherium leptocephalum*, *Mylodon darwini*, *Glossotherium* sp.) y Megatheriidae (*Megatherium* sp., *Megatherium americanum*). El Orden Notoungulata: Mesotheridae (*Mesotherium* sp. y *Mesotherium cristatum*) y Toxodontidae (*Toxodon* sp. y *Toxodon platensis*). El Orden Litopterna: *Macrauchenia* sp. y *Neolicaphrium recens*. Orden Rodentia: Caviomorpha (cf. *Lagostomus* sp., *Lagostomus maximus*, *Ctenomys* sp., *Galea* sp.) y Cricetidae (*Reithrodon auritus*). El Orden Artiodactyla representado por *Hemiauchenia paradoxa*, *Lama* (*Vicugna*) aff. *L.* (*V.*) *gracilis* y cf. *Palaeolama* sp.

El Orden Perissodactyla: *Hippidion* sp., *Hippidion principale* y *Equus* (*Amerhippus*) sp. Los Gomphoteriidae están representados solo por *Notiomastodon platensis*. Finalmente el Orden Carnivora: Canidae (*Smilodon populator*, *Panthera onca, Felis* (*Puma*) *concolor* y *Oncifelis* sp.) y Ursidae (*Arctotherium* sp.). La distribución estratigráfica de cada taxón se puede ver en la figura 5 y tabla 1.

Con estos taxones se realizaron recientemente dos esquemas bioestratigráficos regionales (Cruz, 2013; Krapovickas *et al*., 2017). Cruz (2013) propuso un esquema bioestratigráfico para el Cenozoico tardío de la provincia de Córdoba que se compone de tres biozonas de asociación de las cuales dos se encuentran enmarcadas en el lapso de este capítulo: 1) *Neosclerocalyptus ornatus–Catonyx tarijensis*, integrada además por *Macrauchenia patachonica*, *Hemiauchenia paradoxa*, *Smilodon populator* y *Panthera onca* y referida al Pleistoceno temprano (figura 4); y 2) *Neosclerocalyptus paskoensis–Equus* (*Amerhippus*) sp., integrada además por *Scelidotherium leptocephalum*, *Megatherium americanum*, *Toxodon* sp., cf. *Lagostomus* sp., *Zaedyus pichiy*, *Eutatus seguini* y *Tolypeutes matacus* y referida al Pleistoceno tardío – Holoceno temprano. Este estudio se basó en el análisis comparado de diferentes asociaciones faunísticas con buen control estratigráfico en cinco localidades de la provincia. Las dos biozonas de asociación en referencia, fueron reconocidas en tres localidades del Este (región de las planicies eólicas centrales: Miramar, San Francisco e Isla Verde) y una del Sur de la provincia (región de las planicies areno-eólicas del sur: Río Cuarto). Por otro lado, Krapovickas *et al.* (2017) propusieron dos biozonas de asociación para las áreas cumbrales de las sierras de Córdoba: 1) Biozona de Asociación *Scelidotherium leptocephalum-Glyptodon reticulatus*: basada en la ocurrencia conjunta de *Scelidotherium leptocephalum*, *Macrauchenia* sp., *Smilodon* cf. *S. populator*, *Glyptodon reticulatus*, *Hippidion principale* y *Toxodon* sp. Esta biozona fue referida al Lujanense *s.st.* (entre los 37.095 ± 2.020 y14.040 ± 785 años AP; correspondería al primer tramo de sedimentación de la Formación Vaca Corral); 2) Biozona de Asociación *Panochthus*- *Equus* (*Amerhippus*): basada en la ocurrencia conjunta de *Panochthus* sp., *Equus* (*Amerhippus*) y *Lagostomus* cf. *L. maximus*, y referida a una edad Lujanense *s.st.* (entre los 14.040 ± 785 y 9.181 años AP, correspondería al segundo y tercer tramo de sedimentación de la Formación Vaca Corral) (Krapovickas, 2014; Krapovickas *et al*., 2017). La presencia de taxones de edades Ensenadenses o Bonaerenses (*e.i.*, *Catonyx tarijensis*, *Megatherium americanum*, *Glossotherium* sp.) en sedimentos de altura de edad Lujanense, puede evidenciar que el área serrana de Córdoba podría haber actuado como área refugio o reservorio, protegiendo y manteniendo las condiciones propicias para conservar a la fauna pleistocena en períodos donde en la llanura Pampeana comenzaban a declinar (Krapovickas, 2014; Kröhling y Carignano, 2014; Krapovickas y Tauber, 2016; Krapovickas *et al.*, 2017). Las dos biozonas de asociación descriptas por Krapovickas *et al.* (2017) para el área de montaña se hallan incluidas en el rango temporal de la biozona de asociación de *Neosclerocalyptus paskoensis-Equus* (*Amerhippus*) descripta por Cruz (2013) para la zona de las grandes planicies (figura 4). Es así, que se reconstruyó una continuidad estratigráfica e histórica para el Cuaternario de la provincia de Córdoba, principalmente para el Pleistoceno tardío – Holoceno, período que se encuentra bien representado y en el cual se están realizando trabajos sistemáticos e integradores.

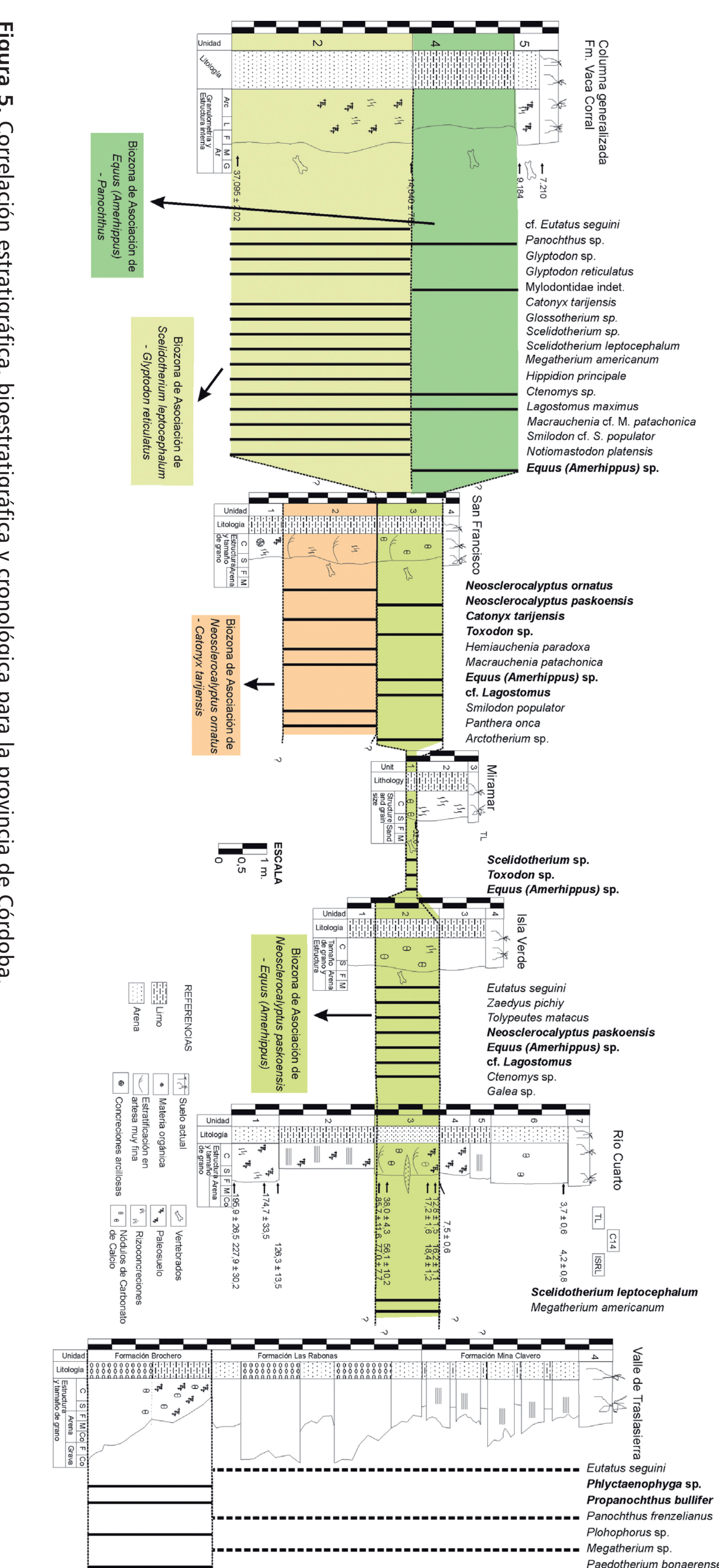


Figura 5. Correlación estratigráfica, bioestratigráfica y cronológica para la provincia de Córdoba.

CONSIDERACIONES FINALES

Como se evidencia de todo lo previamente descripto para el actual territorio de la provincia de Córdoba se estableció desde finales del siglo XIX una cronología en la que se utilizaron términos con una connotación diferente a la actual (*e.g.*, "formación", "piso") y a los fósiles como distintivos de cada estrato, con fines de correlación estratigráfica, tal como sucedió en otras regiones del país. Sin embargo, es recién a principios del siglo XXI que se inició una nueva etapa en los estudios geológicos y paleontológicos del Cenozoico tardío de la provincia que implicó una regionalización de las investigaciones. De tal forma, algunos estudios geológicos involucraron las zonas del centro y norte de la provincia, otros la zona centro-este, aledaña a la provincia de Santa Fe con la cuenca del Carcarañá y por último, el sector sur de la provincia. Asimismo, se han dado a conocer otros trabajos regionales, sobre el estudio del "loess pampeano" y la paleontología registrada en el Cuaternario del actual territorio de la provincia de Córdoba. Gran parte de estos trabajos se han visto integrados desde el punto de vista paleontológico en dos tesis doctorales (Cruz, 2011; Krapovickas, 2014) y desde el punto de vista geológico se han plasmado en un íntegro volumen que conforma el relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino (Martino y Guereschi, 2014). En este contexto de nuevas e integradoras investigaciones se esboza aquí un primer esquema general para la provincia integrando las áreas de montañas y las grandes planicies. Este esquema es el primero formulado a partir de correlaciones estratigráficas, faunísticas y con cronologías absolutas, planteado para la provincia de Córdoba que permite una correlación integral de diversos estratos fosilíferos que se encuentran distribuidos en ambientes sedimentarios muy diferentes entre sí como son las áreas de montañas y las zonas de llanuras. Es así que las cuatro biozonas de asociación presentan una diversidad de mamíferos fósiles, principalmente integrada por megamamíferos, con grandes equivalencias a las asociaciones de mamíferos descriptas para las diversas biozonas reconocidas en la llanura Pampeana, principalmente en la provincia de Buenos Aires por diversos autores (ver Cione *et al*., 2015 y referencias allí mencionadas). Sin embargo, como se evidencia existieron algunas excepciones que pueden interpretarse como casos excepcionales de supervivencia de megamamíferos en algunos sectores de la provincia, como es el caso de *Catonyx tarijensis* en pampas de altura.

Finalmente, es necesario destacar la importancia de continuar con estos estudios iniciados para poner a prueba los esquemas bioestratigráficos propuestos para la provincia de Córdoba basados en el estudio de diversas localidades, tanto de las grandes planicies como de las áreas cumbrales, y extenderlo a nuevos yacimientos, incorporando el estudio de otros vertebrados como por ejemplo los anuros, reptiles, aves y micromamíferos que requieren de otras metodologías y podrían propiciar nuevas y diferentes hipótesis. Así incrementar el conocimiento taxonómico y bioestratigráfico del Cenozoico tardío de la provincia de Córdoba.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a A.G. Kramarz (MACN), M. Reguero (MLP), S. Cornero y F. Solomita (MUFyCA), M. T. Milani, A. Bienedell y A. Orellano (AGM), L. Dorazat y H. Giraudo (MAMM), D. Álvarez y C. Luna (MCNC), M. Belinchón (CB, Museo Ciencias Naturales, Valencia) y C. Argot (MNHN) por el acceso a las colecciones. A los revisores anónimos cuyas sugerencias han aportado a mejorar el trabajo. LEC, agradece a M.S. Bargo, J.C. Fernicola, C.A. Carignano y A.G. Kramarz por sus contribuciones en las investigaciones. A CONICET, ANPCyT-PICT 2012-1054 (L.E. Cruz), CIC (M.S. Bargo), CONICET-PIP 1054 (S.F. Vizcaíno) y SECyT-UNC (A.A. Tauber).

BIBLIOGRAFÍA

Ameghino, F. 1885. Informe sobre el Museo Antropológico y Paleontológico de la Universidad Nacional de Córdoba durante el año 1885. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba VIII: 347-360.

Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Actas de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 6: 1-1027.

Andreazzini, M. J., Degiovanni, S. B., Cantú, M. P., Grumelli, M. T. y Schiavo, H. 2013. Análisis e interpretación paleoambiental de secuencias del Cuaternario superior en pampas de altura del sector centro-sur de la Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 20 (2): 85-104.

Andreazzini, M. J., Degiovanni, S. B. y Echevarria, K. V. 2016. Paleoenvironmental reconstruction of Quaternary valley-fill successions in summit paleosurfaces of southern Sierras Pampeanas (Córdoba Province, Argentina). Quaternary International 442: 50-58. doi.org/10.1016/j.quaint.2016.02.038

Bodenbender, G. 1890. La cuenca del Valle del Río Primero en Córdoba. Descripción geológica del Valle del Río Primero desde la Sierra de Córdoba hasta la Mar Chiquita. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias XII: 5-54.

Bonalumi, A., Martino, R., Baldo, E., Zarco, J., Sfragulla, J., Carignano, C., Kraemer, P., Escayola, M., Tauber, A., Cabanillas, A., Juri, E. y Torres, B. 1999. Hoja Geológica 3166-IV, Villa Dolores. Provincias de Córdoba, La Rioja y San Luis. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino Buenos Aires. Boletín 250, 123 pp.

Cabrera, M. R. y Luna, C. A., 2011. Presencia de Trachemys Agassiz, 1857 (Testudines, Emydidae) en el Pleistoceno Tardío del centro de Argentina. Cuadernos de Herpetología 25 (2): 36-41.

Cantú, M. P. 1992. Provincia de Córdoba. En: Iriondo, M. (Ed.), El Holoceno en la Argentina: 1-16. CADINQUA I, Buenos Aires.

Cantú, M. P. 1998. Estudio geocientífico para la evaluación ambiental y la ordenación territorial de una cuenca pedemontana. Caso: Cuenca del Arroyo La Colacha,

Dpto. Río Cuarto, provincia de Córdoba. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales, Universidad Nacional de Río Cuarto, (inédito), 376 p. Córdoba.

Cantú, M. P. y Blarasín, M. T. 1987. Geología del Pleistoceno superior-Holoceno del Arroyo Las Lajas Km 630. Departamento Río Cuarto, Provincia de Córdoba. X Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 337-340.

Cantú, M. P., Schiavo, H. F., Musso, T. B. y Becker, A. R. 2004. Paleosuelos del Pleistoceno superior-Holoceno del sur de la provincia de Córdoba, Argentina. XIX Congreso Internacional de la Ciencias del Suelo, Actas CD, 12 pp, Paraná.

Cantú, M. P., Schiavo, H. F., Becker, A. R., Zhou, L. y Grumelli, M. T. 2006. Pleistoceno superior tardío-Holoceno de la cuenca media del arroyo Santa Catalina, provincia de Córdoba, Argentina. III Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas 777-786. Córdoba.

Carignano, C. A. 1999. Late Pleistocene to Recent climate change in Córdoba Province, Argentina: Geomorphological evidence. Quaternary International 57/58: 117-134.

Carignano, C. A., Kröhling, D., Degiovanni, S. y Cioccale, M. A. 2014. Geomorfología. En: Martino, R. D. y Guereschi, A. B. (Eds.), Relatorio de la geología y recursos Naturales de la Provincia de Córdoba: 747-822, Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires.

Castellanos, A. 1918. Observaciones preliminares sobre el Pleistoceno de la provincia de Córdoba. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 23: 232-254.

Castellanos, A. 1919. Nota preliminar sobre la Formación Pampeana de la provincia de Córdoba. Revista del "Centro de Estudiantes de Ingeniería" de Córdoba 33: 1-46.

Castellanos, A. 1942. Los sedimentos prepampeanos del Valle de Nono (Sierra de Córdoba) Argentina. Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología de la Universidad Nacional del Litoral 4: 1-63.

Castellanos, A. 1944. Paleontología estratigráfica de los sedimentos neógenos de la provincia de Córdoba. Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología de la Universidad Nacional del Litoral 23: 5-47.

Castellanos, A. 1951. Un nuevo género de Esclerocaliptino ("Isolinia") descubierto en el arauncaniano del Valle de Los Reartes (Sierras de Córdoba). Revista de la Asociación Geológica Argentina VI (2): 95-100.

Cione, A. L., Gasparini, G. M., Soibelzon, E., Soibelzon, L. H. y Tonni, E. P. 2015. Continental relationships, chronostratigraphy, climates, and mammalian biogeography of Southern South America since Late Miocene. En: Cione, A. Gasparini, G.M. , Soibelzon, E., et al. (Eds.). The great American biotic interchange: 9-70, Springer, New York.

Combina, A. M. y Sánchez, M. L. 2003. Análisis sedimentológico de la Formación La Invernada, Pleistoceno tardío-Holoceno, pedemonte de las Sierras de Comechingones. Provincia de Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 10 (2): 123-135.

Córdoba, F.; Cioccale, M. A.; Tauber A. A. 2005. Geología y estratigrafía del Pleistoceno tardío-Holoceno temprano de la Pampa de Olaén, Sierras Grandes, provincia de Córdoba. XVI Congreso Geológico Argentino. Actas: 269-276, La Plata.

Cruz, L. E. 2003. Mamíferos del Pleistoceno tardío-Holoceno temprano del área septentrional del departamento de Río Cuarto, Córdoba. Bioestratigrafía y paleoambientes. Tesis de Licenciatura Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales, Universidad Nacional de Río Cuarto (Inédito), 74 p. Córdoba.

Cruz, L. E. 2007. Xenarthra (Mammalia) del Pleistoceno tardío-Holoceno temprano del Departamento Río Cuarto, provincia de Córdoba, Argentina. Aspectos bioestratigráficos. Ameghiniana 44 (4): 751-759.

Cruz, L. E. 2011. La megafauna del Pleistoceno-Holoceno temprano de la provincia de Córdoba y su comparación con la de Buenos Aires. Sistemática, Bioestratigrafía y Dinámica Faunística. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (inédito), 226 p Buenos Aires.

Cruz, L. E. 2013. Biostratigraphy and geochronology of the late Cenozoic of Córdoba Province (Central Argentina). Journal of South America Earth Sciences 42: 250-259.

Cruz, L. E., Bargo, M. S., Tonni, E. P. y Figini, A. J. 2010. Radiocarbon date on megafauna from the late Pleistocene-early Holocene of Cordoba province, Argentina: stratigraphic and paleoclimatic significance. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 27 (3): 470-476.

Cruz, L. E., Fernicola, J. C., Carignano, C. y Bargo, M. S. 2012. Asociaciones faunísticas del cuaternario de San Francisco, provincia de Córdoba, Argentina. Implicancias bioestratigráficas y taxonómicas. Ameghiniana 49 (4): 642-656.

Döering, A. 1882. Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la expedición al Río Negro. Entrega III (Geología) 299-530.

Döering, A. 1907. La Formation Pampéenne de Cordoba et Nouvelles recherches sur la Formation Pampéenne et l'homme fossile de la République Argentine. Revista del Museo de La Plata XIV: 172-190.

Döering, A. 1918. Nota al estudio sobre la Constitución Geológica del Subsuelo de la Cuenca de Córdoba del Dr. Joaquín Frenguelli. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias XXIII: 221-227.

Donadío, O. 1982. Los lacertilios fósiles de la Provincia de Córdoba (Sauria, Teiidae) y sus implicancias paleoambientales. III Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Actas: 217-223. Corrientes.

Fidalgo, A. J., De Francesco, F. O.; Colado, U. R. 1973. Geología superficial de las Hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio, Provincia de Buenos Aires. V Congreso Geológico Argentino, Actas 4:27-39, Córdoba.

Frenguelli, J. 1918. Notas preliminares sobre la constitución geológica del subsuelo de la cuenca de Córdoba. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias XXIII: 203-220.

Frenguelli, J. 1925. Loess y limos pampeanos. Gaea 1: 7-91.

Gaido, M. F., Murra, J. A. F. y Sapp, M., 2006. Hoja Geológica 3166-36, Valle de Calamuchita, 1:100.000. Boletín Nº 361. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires.

Goya, F. 2003. Estratigrafía y fósiles del Cuaternario de las pampas de altura de la pedanía Candelaria, departamento Cruz del Eje, provincia de Córdoba, Argentina. Tesis de Licenciatura Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (inédito) 108 p Córdoba.

Haro, J. A., Tauber, A. A. y Krapovickas, J. M. 2016. The manus of Mylodon darwinii Owen (Tardigrada, Mylodontidae). Journal of Vertebrate Paleontology (e1188824, 14 pages). doi: 10.1080/02724634.2016.1188824.

Haro, J. A., Tauber, A. A. y Krapovickas, J. M. 2017. New information on the thoracic member bones of Mylodon darwinii Owen (Xenarthra, Mylodontidae) from the Late Pleistocene of Central Argentina and their phylogenetic implications. Paläontologische Zeitschrift (22/04/16) doi: 10.1007/s12542-017-0350-z.

Iriondo, M. H. 1980. El Cuaternario de Entre Ríos. Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral 11: 125-144.

Iriondo, M. H. 1989. Quaternary lakes of Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 70: 81-86.

Iriondo, M. H. 1990. Map of the South America plains. Its present state. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 6: 296-308.

Krapovickas, J. M. 2014. Estratigrafía y mamíferos fósiles de las Sierras Pampeanas de la provincia de Córdoba, Argentina. Tesis doctoral Facultad de Ciencias Exactas, Fisicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (Inédito), 391 p. Córdoba.

Krapovickas, J. M. y Tauber, A. A. 2010. Nuevos hallazgos de mamíferos y localidades fosilíferas del Pleistoceno medio-Holoceno en las Sierras pampeanas de la provincia de Córdoba, Argentina. X Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y VII Congreso Latinoamericano de Paleontología, libro de resúmenes: 176, Buenos Aires.

Krapovickas, J. M. y Tauber, A. A. 2012. Atos pampa, área fosilífera cuaternaria de las Sierras de Córdoba: estudios preliminares. V Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas: 47 Córdoba.

Krapovickas, J. M. y Tauber, A. A. 2016. Estratigrafía de las áreas cumbrales de las Sierras Pampeanas de Córdoba: geocronología, modelo regional, paleoambiente y paleoclima en una región poco conocida de Argentina. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 33 (1): 105-121.

Krapovickas, J. M., Tauber, A. A. y Haro, A. 2017. Quaternary biostratigraphy and biogeography of mountain region of Córdoba, Argentina. Geobios, 50 (3): 211-236.

Kröhling, D. M. 1998. Geomorfología y geología del Cuaternario de la Cuenca del Río Carcarañá, desde la confluencia de los ríos Tercero y Cuarto, provincias de Santa Fe y Córdoba. Tesis doctoral Facultad de Ciencias Exactas, Fisicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (Inédito), 224 p. Córdoba.

Kröhling, D. M. 1999a. Upper Quaternary of the lower Carcarañá Basin, North Pampa, Argentina. En: T. Partridge; P. Kershaw; M. Iriondo (Eds.): Paleoclimates

of the Southern Hemisphere. Quaternary International 57/58: 135-148.

Kröhling, D. M. 1999b. Sedimentological maps of the typical loessic units in the North Pampa, Argentina. Quaternary International 62: 49-55.

Kröhling, D. M. e Iriondo, M. 1999. Upper Quaternary palaeoclimates of the Mar Chiquita area, North Pampa, Argentina. Quaternary International 57/58: 149-163.

Kröhling, D. y Carignano, C. A. 2014. La estratigrafía de los depósitos sedimentarios cuaternarios. En: Martino, R. D. y Guereschi, A. B. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la provincia de Córdoba: 673-724, Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires.

Luna, C. A. y Krapovickas, J. M., 2011. Primer registro de un ejemplar juvenil de Glyptodon (Cingulata, Glyptodontidae) procedente del Cuaternario de la provincia de Córdoba. Mastozoología Neotropical 18 (1): 135-141.

Luna, C. A. y Prieto, M. C. 2013. Los fósiles de la Formación Lagunilla del Plata (Pleistoceno tardío), Córdoba, Argentina. Reunión de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina, Neuquén.

Luna. C. A. y Cruz, L. E. 2014. Isla Verde, nueva localidad con vertebrados fósiles (Pleistoceno tardío-Holoceno temprano) del sudeste de la provincia de Córdoba, Argentina. Revista Brasileira de Paleontología, 17 (1): 69-82.

Martínez, J. J., Luna, C. A. y Krapovickas, J. M. 2012. Reithrodon auritus (Fischer, 1814) (Rodentia, Cricetidae, Sigmodontinae) en el Cauternario de la Laguna Mar Chiquita, Córdoba, Argentina. Historia Natural 2 (1): 41-48.

Martino, R. D. y Guereschi, A. B. 2014. Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba. Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino, Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, 1347 p.

Piovano, E. L., Gaiero, D. y Depetris, P. 1992. Las características sedimentológicas de la cuenca del río Suquía, Córdoba, Argentina y sus factores de control. IV Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 115-122.

Rey Ocampo, M. J., Krapovickas, J. M., Fontanyi Tardieu, M. y Tauber, A. A. 2015. Paleoambiente y vertebrados fósiles del Cenozoico tardío del Departamento Río Cuarto, Provincia de Córdoba, III Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina. Libro de resúmenes: 40, Corrientes.

Santa Cruz, J. 1972. Geología al Este de las Sierras Chicas (Provincia de Córdoba) entre la granja y Unquillo, con especial referencia a las entidades sedimentarias. V Congreso Geológico Argentino, Actas IV: 221-234, Córdoba.

Tauber, A. A. 1999. Hallazgos de una vicuña en el Pleistoceno de la provincia de Córdoba, República Argentina. Ameghiniana 36 (1): 55-62.

Tauber, A. A., 2000. Hallazgos de Proterotheriidae (Mammalia, Litopterna) en el Pleistoceno de Córdoba, Argentina. Ameghiniana, 37 (2): 157-162.

Tauber, A. A. y Di Ronco, J. 2000. Nuevo hallazgo de placas ventrales de Glyptodon Owen, 1939 (Mammalia, Cingulata, Glyptodontidae) en la provincia de Córdoba, república Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 64: 335-347.

Tauber, A. A. y Goya, F. 2006. Estratigrafía y fósiles del Pleistoceno-Holoceno de las pampas de altura en el departamento Cruz del Eje, Córdoba, Argentina.

III Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Tomo II: 717-726, Córdoba.

Tauber, A. A; Álvarez, D.; Luna C. 2008. Registro de Megatherium Cuvier, 1976 en una pampa de altura de las Sierras de Córdoba. XVII Congreso Geológico Argentino. Actas, 1055-1056, Jujuy.

Tauber, A. A., Asurmendi, I. y Krapovickas, J. M. 2017. Bioestratigrafía de vertebrados y evolución geológica del Cenozoico tardío del Valle de La Cruz, Córdoba, Argentina. Revista Brasileira de Paleontologia, 20 (2): 219-238. doi: 10.4072/rbp.2017.2.06

Zurita, A. E., Gasparini, G. M., Soibelzon, E., Alcaraz, M. A. y Miño-Boilini, Á. R. 2007. Mamíferos pleistocenos del oeste de la región de Pampeana, Argentina. Revista Española de Paleontología 22 (1): 77-87.

El registro paleontológico del Pleistoceno de la provincia de Entre Ríos (Argentina)

Brenda S. FERRERO, Noelia I. PATTERER, Ernesto BRUNETTO,
R. Soledad RAMOS, Jorge I. NORIEGA, Eliana MOYA, Matias J. PERALTA,
Alejandro F. ZUCOL, María Jimena FRANCO, Mariana BREA

Centro de Investigaciones Científicas y Transferencia de Tecnología a la Producción – Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CICYTTP-CONICET-Prov. ER-UADER), Dr. Materi y España s/n, (E3105BWA) Diamante, Entre Ríos, Argentina. brendaferrero@cicyttp.org.ar

RESUMEN

Palabras clave:
Cuaternario
Paleobotánica
Paleovertebrados
Mesopotamia argentina

Las formaciones geológicas de Entre Ríos tradicionalmente asignadas al Pleistoceno inferior-medio corresponden a las Formaciones Hernandarias, La Juanita y Punta Gorda. El registro fósil del Pleistoceno de la provincia de Entre Ríos procede mayoritariamente de cuatro unidades: las Formaciones Salto Ander Egg, El Palmar, Arroyo Feliciano y Tezanos Pinto. Todas ellas de edad Pleistoceno tardío. El objetivo de la presente contribución es brindar una reseña del registro paleofaunístico y paleobotánico en un marco geológicos-estratigráficos y geocronológicos actualizado.

ABSTRACT

Keywords:
Quaternary
Paleobotany
Paleovertebrate
Argentinean Mesopotamia

"PALEONTOLOGIC RECORD OF PLEISTOCENE IN ENTRE RÍOS PROVINCE (ARGENTINE)". The geological formations assigned to early- middle Pleistocene are Hernandarias, La Juanita and Punta Gorda Formations. Pleistocene fossil record of Entre Ríos province manly comes from four units: Salto Ander Egg, El Palmar, Arroyo Feliciano and Tezanos Pinto Formations. All of them Late Pleistocene ages. The aim of this contribution is to provide a review of the paleofaunistic and paleobotanic records within a geological-stratigraphic and geochronological updated framework.

INTRODUCCIÓN

La fauna de los mamíferos fósiles de la provincia de Entre Ríos es conocida desde mediados del siglo XIX, por los trabajos pioneros de D'Orbigny (1842), Bravard (1858) y Burmeister (1885, 1891), quienes describieron y mencionaron unas pocas especies. Las contribuciones de Ameghino (1883a,b, 1885, 1886, 1889), Frenguelli (1920) y Kraglievich (1922, 1923, 1932, 1931) resultaron en aportes fundamentales para el estudio de la paleomastofauna. No obstante, los autores mencionados estudiaron ejemplares que en su mayoría provenían de sedimentos de la Formación Ituzaingó (Mioceno tardío), en particular del Conglomerado osífero o "Mesopotamiense", sólo Ameghino (1885, 1891) describió algunos especímenes cuaternarios.

Con respecto a la fauna cuaternaria entrerriana, uno de los trabajos pioneros corresponde a Ortiz (1888). En el mismo decribe varios hallazgos de "Época Pampeana". Entre la fauna registrada reconoce taxones que son típicos del Pleistoceno como cánidos, roedores, mastodontes, toxodontes, macrauchenias, camélidos, perezosos, gliptodontes y dasipódidos.

Las primeras referencias sobre floras fósiles halladas en el Litoral argentino fueron dadas a conocer por Félix de Azara en 1809 y Aimé Bomplant (ver Ottone, 2002, 2005). Posteriormente se reconocen las contibuciones de Darwin (1846), D'Orbigny (1842), Bravard (1858) y Frenguelli (1920). En las décadas de los años 1970 y 1980 comienzan los estudios sobre floras fósiles con los trabajos de Luisa Anzótegui, Silvia Garralla y Alicia Lutz iniciando así los primeras descripciones y listados de taxones (Brea y Zucol, 2011 y referencias allí citadas).

La creación del Laboratorio de Paleontología de Vertebrados y del Laboratorio de Paleobotánica del CICYTTP-CONICET (Diamante, Entre Ríos), en el año 1998, favoreció el estudio de la paleontología en la provincia ya que comenzaron a desarrollarse trabajos con una mayor intensidad y continuidad. En este sentido, se realizan prospecciones a campo y nuevas colecciones de vertebrados y plantas fósiles, provenientes de distintas cuencas, con un estricto control estratigráfico.

En los primeros trabajos de esta reciente etapa de la paleontología de vertebrados, se dieron a conocer primeros registros de taxones, nuevos taxones para la ciencia y listas sistemáticas, aunque sin realizar mayores revisiones (Tonni *et al.*, 2001; Carlini *et al.*, 2002; de la Fuente *et al.*, 2002; Noriega *et al.*, 2004; Noriega y Tonni, 2007; Scillato-Yané *et al.*, 2005; Vucetich *et al.*, 2005). Estos aportes generaron interesantes análisis e hipótesis alternativas, en algunos de los casos preliminares, que dieron paso a la necesidad de profundizar los estudios de la fauna de vertebrados del Cuaternario de Entre Ríos. En un sentido más amplio, ellos propiciaron el análisis de aquellos aspectos escasamente comprendidos desde una perspectiva bioestratigráfica, filogenética, biogeográfica y ecológica-evolutiva.

El desarrollo de la paleobotánica en la Mesopotamia argentina fue sustancial en los últimos 20 años, se dieron a conocer numerosos registros de maderas y microfósiles silíceos en las cuencas de los ríos Paraná, Gualeguay y Uruguay. Esto permitió realizar análisis paleofitogeográficos, paleoecológicos y paleoclimatológicos inferidos a partir del estudio de las paleofloras del Pleistoceno-Holoceno de Entre Ríos.

El objetivo de de la presente contribución es brindar una reseña actualizada del registro paleontológico del Pleistoceno de Entre Ríos y del contexto geológico-estratigráfico y geocronológico. El conocimiento paleofaunístico y paleoflorístico del Pleistoceno de este sector de la Mesopotamia argentina posibilitará avanzar en la elaboración y el ajuste de hipótesis paleobiogeográficas y paleoambientales previas.

MARCO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO

El geológo francés Alcides d'Orbigny (1835/47) realizó la primera colección paleontológica y los primeros estudios en la región. Describió los sedimentos cenozoicos aflorantes y reconoció la existencia de una ingresión marina que asignó al Mioceno sobre la base de sus estudios en las barrancas de río Paraná (Aceñolaza, 1976). Posteriormente el área fue abordada desde el punto de vista geológico por numerosos investigadores, entre los que citaremos a Darwin (1846), Bravard (1858), Burmeister (1876), Ameghino (1906), Bonarelli y Nágera (1913), Kantor (1925) y Scartascini (1957, 1959).

Cabe destacar que entre las contribuciones más detalladas se encuentran aquéllas realizadas por Frenguelli (1920), quien puso especial énfasis en los afloramientos situados entre Bajada Grande y La Vieja Toma de agua de la ciudad de Paraná.

Asimismo, Cordini (1949) centró sus estudios en los recursos mineros de casi la totalidad del territorio de la provincia de Entre Ríos. Contemporáneamente, los autores que se dedicaron a resolver los problemas estratigráficos y geológicos de estos afloramientos fueron Martinelli (1947), Battaglia (1946), Castellanos (1965), Reig (1957), Scartascini (1959), Pascual y Odreman (1973), Aceñolaza (1976), Aceñolaza y Sayago (1980), Iriondo y Rodríguez (1973), Iriondo y Scotta (1978), Iriondo (1980, 1994, 1996) y Bidegain (1991, 1993).

La geología de Entre Ríos es el resultado de una serie de acontecimientos tanto de tipo estructural (fallamiento del basamento cristalino) como sedimentario (relleno de las cuencas con depósitos de origen marino, fluvial y/o eólico). El marco estratigráfico más actualizado para la provincia fue provisto por Iriondo (1998), Iriondo y Kröhling (2008) y Brunetto *et al*. (2013, 2015).

La estratigrafía difiere según se considere el borde oriental (río Uruguay) o el occidental (río Paraná), al menos en lo que respecta a las unidades aflorantes o de observación directa. A continuación se resumen las distintas formaciones geológicas tradicionalmente consideradas de edad pleistocena.

DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES FORMACIONALES

Formación La Juanita (FLJ)

Esta unidad, depositada en un medioambiente palustre durante el Pleistoceno inferior, yace en discordancia sobre la Formación Puerto General Alvear (Plioceno,

Noriega *et al.*, 2005, Candela *et al.*, 2007), con un espesor típico de 2 a 3 metros. Está compuesta por un limo marrón claro a verde oliva con escasa cantidad de arenas finas con una laminación horizontal difusa. Presenta segregaciones de hierro (Fe) y manganeso (Mn) y abundantes rizoconcreciones en moldes de raíces. La sedimentación es algo estructurada en bloques firmes.

La tendencia general de carbonato de calcio ($CaCO_3$) precipitado indica infiltraciones en ambientes de pantanos no permanentes con un fondo no saturado. También se observan infiltraciones de grietas horizontales (ver Iriondo, 1998). Los análisis mineralógicos de esta unidad muestran la presencia de arcilla expansibles de montmorillonita (esmectita) (Iriondo y Kröhling, 2008). Los afloramientos más importantes pueden encontrarse en los parajes La Juanita y Punta Gorda (Departamento Diamante). En esta unidad aún no se han registrado fósiles.

Formación Punta Gorda (FPG)

La sección inferior se encuentra en paraconcordancia con la Formación La Juanita, caracterizada por limos castaños con concreciones de $CaCO_3$, depositados en ambientes palustres o eólicos. Hay tres secciones descriptas para la localidad tipo, la inferior comienza con un depósito palustre compuesto por limo arcilloso, marrón claro con segregaciones de Fe y Mn. La sección central formada por 4 m de loess marrón claro, homogéneo con una pendiente vertical. Un incipiente grado de pedogénesis ocurre en el tercer nivel. La sección superior comienza con un horizonte petrocálcico, con desarrollo concordante con una sección subyacente, terminando en el techo con un depósito fino palustre, caracterizado por una estratificación horizontal difusa (ver Iriondo, 1980, 1998). Esta unidad corresponde a las descripciones de los denominados "loess viejos" (Frenguelli, 1920, entre otros). La sección integrada más potente de esta unidad puede observarse a lo largo de la barranca del río Paraná, a la altura de la ciudad de Diamante, alcanzando un espesor de más de 10 m (figura 1, A). Hasta el momento, no se reconoció ningún fósil en esta unidad.

Formación Hernandarias (FH)

Se la encuentra en una amplia zona comprendida entre los ríos Paraná al Oeste y el valle del río Uruguay al Este, y desde el río Guayquiraró por el Norte hasta la latitud de la ciudad de Paraná en el SO y la localidad de Gualeguaychú en el SE (figura 1, A). De espesores variables desde los 4 a 8 m, aflorantes en las barrancas del Paraná, y hasta 15 m, en excavaciones en canteras próximas a Hernandarias. La unidad está constituida por arcillas y limos arcillosos rojizos, verde grisáceos y castaños. Las arcillas son del tipo montmorillonítico (esmectitas), muy plásticas y portadoras de nódulos de $CaCO_3$ y abundante yeso en forma de cristales y drusas de hasta 50 cm de largo en matriz arcillosa verde-gris (Iriondo, 1998). La litología indica un ambiente de depositación lacustre/palustre en clima seco. Se interpreta como una unidad de playa o extenso barreal sedimentado por el río Uruguay con una

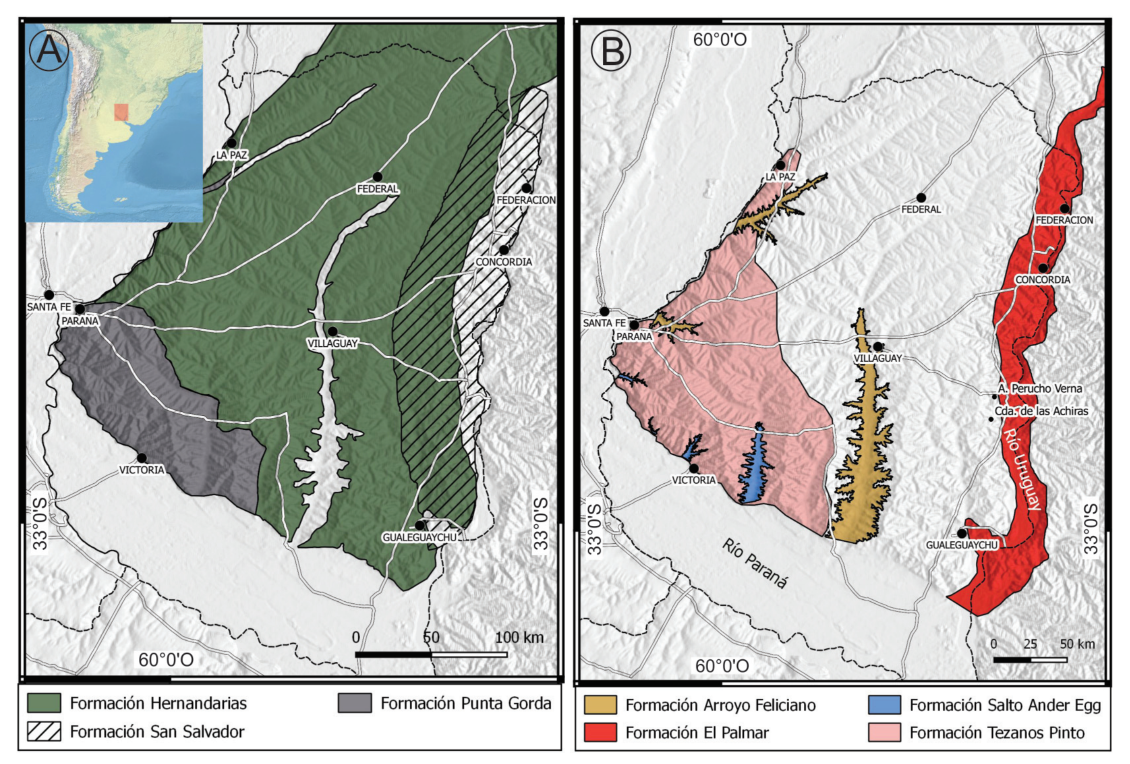


Figura 1. A) Mapa con las unidades del Pleistoceno inferior. B) Mapa con las unidades del Pleistoceno Tardío.

contribución mayoritaria de montmorillonita, con intercalaciones eólicas de materiales limosos compuestos de vitroclastos e illita transportados por vientos del SO. La edad de la Formación Hernandarias ha sido asignada originalmente al Pleistoceno inferior-medio (Piso/Edad Ensenadense) sobre la base de información paleomagnética (Iriondo, 1998; Bidegain, 1991; Iriondo y Kröling, 2008) y posición estratigráfica. Los registros fósiles corpóreos y/o microscópicos aún no son conocidos.

Formación San Salvador (FSS)

Según el esquema de Rimoldi (1962), las arenas del este de la provincia de Entre Ríos pertenecerían a una única unidad geológica, la Formación Salto Chico, opinión que fue compartida por Iriondo y Santi (2000) (figura 1, A). Sin embargo, Iriondo y Kröhling (2007) elaboran posteriormente un estudio estratigráfico detallado y proponen reemplazar la denominación "Formación Salto Chico" (informalmente nominada) por dos unidades litoestratigráficas diferentes, sin contacto lateral ni vertical entre sí: Formación San Salvador y Formación El Palmar.

Iriondo y Kröhling (2007) describen a la Formación San Salvador como un depósito fluvial de arenas gruesas con gravas y algunos cantos rodados, correspondiente a la facies de cauce, y depósitos de inundación compuestos por arena arcillosa cubierta por acillas grises de la Formación Hernandarias. La Formación San Salvador constituye un enorme paleocauce meándrico enterrado, marginado por facies de inundación, cuyos rasgos son identificables a partir de imágenes satelitales. Esta

unidad no posee datos geocronológicos ni bioestratigráficos. La edad inferida por su posición estratigráfica relativa es Plioceno/Pleistoceno inferior (Iriondo y Kröhling, 2007, 2008; Brunetto *et al*., en este volumen).

Registros paleobotánicos.— Los únicos registros fósiles que se conocen de esta unidad fueron hallados en las canteras de Salvia (31°56' S, 58°11' O) y Scébola (31°19' S, 57°59' O). Mediante el análisis de microfósiles silíceos se reconocieron las familias Arecaceae, Poaceae (Subfamilias: Bambusoideae, Panicoideae, Danthonioideae y Pooideae) y Podostemaceae (figura 2, B). A partir del mismo, se infiere que esta unidad estaba integrada por bosques higrófilos, palmares y bosques en galería con sotobosque de gramíneas meso y megatérmicas, que indican un clima tropical-subtropical húmedo y gran disponibilidad hídrica. Es importante destacar, que en la cantera Scébola las gramíneas bambusoideas (figura 2, B) eran un componente importante del sotobosque. Estas asociaciones vegetales debieron desarrollarse en las proximidades de cuerpos de aguas de rápidos o saltos de ambientes húmedos con la presencia de plantas acuáticas (Patterer, 2015).

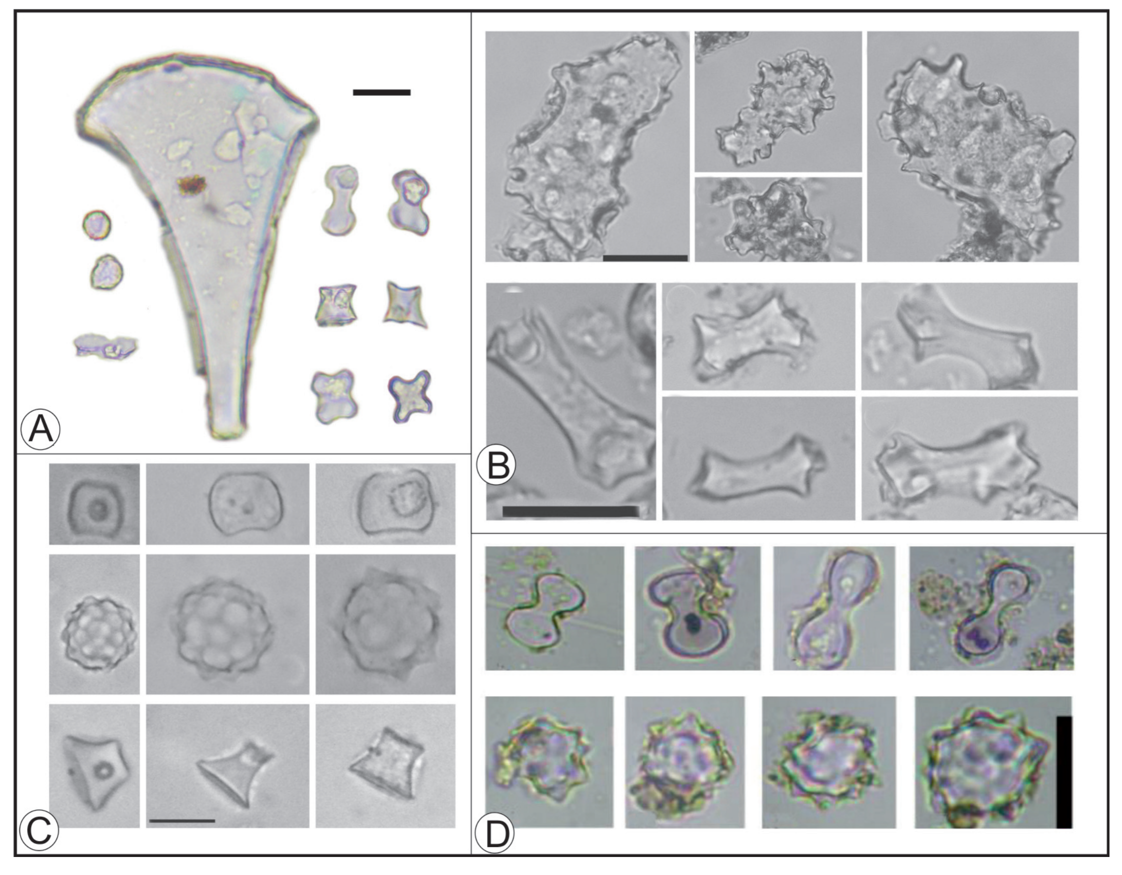


Figura 2. A) Fitolitos graminoides y globulares de la FAF. B) Fitolitos podostemoides y bambusoides de la FSS. C) Fitolitos danthonioides, arecoides y chloridoides de la FTP. D) Fitolitos panicoides y arecoides de la FEP. Escala gráfica en cada apartado = 20 μm.

Formación El Palmar (FEP)

La unidad está constituida por depósitos fluviales originados por aportes del río Uruguay en condiciones semejantes a las actuales, pero con un perfil de equilibrio determinado por cotas más altas. Está compuesta por arenas medianas y gruesas de color rojizo y ocre amarillento, en las cuales se intercalan lentes de rodados y gravas de decenas de metros de largo y de 1 a 2 m de espesor (Iriondo, 1980). La arena es cuarzosa y los rodados y gravas están compuestos por calcedonia. En la República Oriental del Uruguay, se la conoce desde el año 1930 con diversas variantes de la denominación “Salto”. Finalmente, Bossi (1969) la define como Formación Salto. Aunque recientemente se han reportado asociaciones faunísticas y datos geocronológicos que señalan dos etapas bien diferenciadas para esa unidad, una en el Pleistoceno temprano (ca. 1 Ma.) y otra en el Pleistoceno tardío (Veroslavsky y Ubilla, 2007). Posiblemente la secuencia fluvial de la Formación Salto correlaciona en la base con la Formación San Salvador y en la parte superior con Formación El Palmar.

Este depósito forma una faja de 4 a 15 km de ancho a lo largo de la margen derecha del río Uruguay (figura 1, B), aflorando en forma discontinua en el Este de las provincias de Corrientes (Battaglia, 1964) y este de Entre Ríos hasta Concepción del Uruguay, constituyendo en dicha región la terraza alta del río Uruguay. En Brasil, también forma la terraza alta de ese río y sus afluentes en el Oeste del estado de Santa Catarina y en el Noroeste de Río Grande do Sul. En Uruguay aparece vinculada al río Uruguay en los departamentos Salto y Artigas. La Formación El Palmar fue datada por termoluminiscencia en 80 ± 13 ka (en Federación) lo que corresponde al MIS5a, característico de una época húmeda y cálida. Una segunda datación por TL fue realizada en una muestra de la parte superior del perfil en Salto, resultando en una edad de 88 ± 35 ka (ver Iriondo, 1980; Iriondo y Kröhling, 2008).

Registros paleobotánicos.— Los primeros estudios fitolíticos (tabla 1) en estos depósitos fluviales fueron realizados por Zucol *et al.* (2005). Estos autores describen una vegetación arbórea, arbustiva y herbácea de clima templado-cálido, asociada a cursos de agua. Posteriormente, Patterer (2012) amplía el área de muestreo y estudia en detalle los registros fitolíticos de la FEP (figura 2, D). Esta autora describe las asociaciones fitolíticas (tabla 1) e infiere paleocomunidades constituidas por palmares asociados a gramíneas megatérmicas o mesotérmicas con la presencia de elementos arbóreos y cuerpos de agua. Este tipo de vegetación indicaría un clima tropical a subtropical húmedo (Patterer, 2012; Patterer *et al.*, 2014).

A partir de los registros de leños fósiles de la FEP (tabla 1) se infiere la existencia de un clima templado-cálido, con una flora tropical-subtropical, vinculada a bosques húmedos, semiáridos y palmares, donde las leguminosas (figura 3, A), mirtáceas, combretáceas, anacardiáceas (figura 3, C) y palmeras son sus elementos dominantes (Lutz 1979, 1980, 1984, 1986; Brea, 1998, 1999, Brea y Zucol 2001, 2011; Zucol *et al.*, 2004; Brea *et al.*, 2001, 2010; Ramos, 2015; Ramos *et al.*, 2012, 2014, 2015). En la contribución de Ramos (2015) se estudia en detalle numerosas maderas fósiles de esta unidad, identificando 62 especímenes recuperados en las localidades fosilíferas del Parque Nacional El Palmar, Colonia Ayuí, Santa Ana, Concordia,

Península Gregorio Soler y Punta Viracho, ubicadas en la cuenca media del Río Uruguay. En estas últimas localidades fosilíferas se registran numerosos taxones asignados a las Lauraceae, Combretaceae, Myrtaceae y Leguminoseae (Ramos *et al.*, 2012, 2014, 2015). La comparación con los taxones actuales más cercanos sugiere que la paleoflora de la FEP tiene elementos emparentados con la Selva Misionera, que representa un bosque mixto tropical cercano a una zona ecotonal por la presencia escasa de especies de vínculo subtropical, como por ejemplo, *Schinopsis* y *Aspidosperma.* Esta paleoflora, hallada en la sección superior aflorante de esta unidad, se habría desarrollado bajo condiciones climáticas cálidas y húmedas (Ramos, 2014, 2015).

Registro de paleovertebrados.— Tonni (1987) describe un ejemplar de *Notiomastodon* (*=Stegomastodon*) *platensis*, según propone el autor es un fósil característico del Piso/Edad Lujanense, en el área tipo de la FEP (Iriondo, 1996). Posteriormente, Ferrero *et al*. (2007) dieron a conocer la primera asociación de taxones procedentes de esta formación geológica en las proximidades de Concordia. Siguiendo las descripciones de Iriondo (1980) e Iriondo y Kröling (2008), los fósiles descriptos en este trabajo provienen del estrato superior de la FEP caracterizado por un depósito masivo, de arena fina a mediana con importante cantidad de sedimentos finos, friables. El color dominante es el marrón rojizo. Se intercalan guijas (de 0,5 a 1,5 cm de diámetro), con redondez moderada (y algunos clastos angulares).

Respeto a la fauna hallada se reconocen perezosos como *Megatherium americanum* (Tardigrada, Megatheriidae) y *Mylodon darwini* (Tardigrada: Mylodontidae), el litopteno *Macrauchenia patachonica* (Litopterna, Macraucheniidae) y el notoungulado *Toxodon* cf. *platensis* (Notoungulata, Toxodontidae). Además, se reconoce fauna cuya presencia es posterior al evento del Gran Intercambio Biótico Americano como es el caso de los perisodáctilos *Tapirus* cf. *terrestris* (Perissodactyla, Tapiridae) y *Equus (Amerhippus)* cf. *neogeus* (Perissodactyla, Equidae). Se identificaron ciervos como *Morenelaphus* cf. *lujanensis* (Cetartiodactyla, Cervidae) y *Antifer* sp. Por último, se reconocieron nuevos ejemplares del mastodontes *Notiomastodon platensis* (Proboscidea, Gomphotheriidae).

Todos los taxones mencionados a excepción de *T. terrestris* (figura 4. G) están ampliamente registrados en el Pleistoceno tardío de la Argentina y tradicionalmente han sido asociados a ambientes abiertos de pastizales con climas más fríos y áridos que los actuales (Tonni y Fidalgo, 1978, Tonni *et al*., 1999). *Tapirus terrestris* constituye el único taxón hallado en la unidad con representante vivientes, y por lo tanto, se lo pude considerar como indicador de ambientes en el pasados teniendo en cuenta los requerimientso ecológicos actuales. En ese sentido, contrariamente a lo inferido para la fauna típica del Pleistoceno tardío de la región Pampena, *T. terrestris* es comúnmente hallado en bosques lluviosos, subtropicales, savanas subtropicales en su mayoría asociados con ríos y lagunas permanentes en climas húmeros y cálidos (Redford y Eisenberg, 1992; Parera, 2002; Naveda *et al*., 2008).

Tabla 1. Lista de los registros paleobotánicos de la Formación El Palmar.

Taxa	Afinidad	Tipo de resto	Referencia
Magnoliophyta			
Familia Lauraceae			
Laurinoxylon mucilaginosum (Brea) Dupéron-Laudoueneix y Dupéron	*Ocotea* Aubl.	leño	Brea, 1998; Dupéron - Laudoueneix y Dupéron, 2005
Laurinoxylon artabeae (Brea) Dupéron-Laudoueneix y Dupéron	*Nectandra* Rolyer. y *Phoebe* Nees.	leño	Brea, 1998; Dupéron - Laudoueneix y Dupéron, 2005
Beilschmiedioxylon parataubertiana Ramos, Brea y Kröhlingh 2012	*Beilschmiedia taubertiana* (Schw. y Mez) Kosterm	leño	Ramos *et al*., 2012
Cryptocaryoxylon oleiferum Ramos, Brea y Kröhling 2015	*Cryptocarya* R. Br.	leño	Ramos *et al*., 2015
Familia Combretaceae			
Terminalioxylon concordiensis Brea y Zucol	*Terminalia* triflora (Gris.) Lillo	leño	Brea y Zucol, 2001
Terminalioxylon lajaum Ramos, Brea y Kröhlingh 2012	*Terminalia obovata* (Ruiz y Pav.) Steud., *T. triflora* (Griseb.) Lillo y *T. australis* Cambess	leño	Ramos *et al*., 2012
Familia Myrtaceae			
Eugenia sp.	*Eugenia uniflora* L.	leño	Brea *et al*., 2001
Familia Leguminosae SubFamilia Mimosoideae			
Menendoxylon mesopotamiensis Lutz		leño	Lutz, 1979; Zucol *et al*., 2005
Menendoxylon areniensis Lutz		leño	Lutz, 1979; Zucol *et al*., 2005
Menendoxylon piptadiensis Lutz	*Parapiptadenia rigida* (Benth.) Brenan.	leño	Brea, 1999
Prosopisinoxylon castroae Brea, Zucol y Patterer 2010	*Prosopis* L	leño	Brea *et al*., 2010
Mimosoxylon caccavariae Brea, Zucol y Patterer 2010	*Mimosa* L.	leño	Brea *et al*., 2010
Piptadenioxylon chimeloi Ramos, Brea y Kröhlingh 2012	*Parapiptadenia* Brenan y *Piptadenia* Benth	leño	Ramos *et al*., 2012
Subfamilia Caesalpinoideae			
Holocalyxylon cozzoi Brea, Zucol y Patterer 2010	*Holocalix* Mich.	leño	Brea *et al*., 2010
Peltophoroxylon uruguayensis Ramos, Brea y Pardo 2014	*Peltophorum* (Vog.) Benth.	leño	Ramos *et al*., 2014
Subfamilia Papilionoideae			
Amburanaxylon tortorellii Brea, Zucol y Patterer 2010	*Amburana* Schwascke y Taub.	leño	Brea *et al*., 2010
Familia Anacardiaceae			
Schinopsixylon heckii Lutz	*Schinopsis balansae* Engl.y *S. lorentzi* (Gris.) Engl.	leño	Lutz, 1979; Brea, 1999; Brea y Zucol, 2007

Tabla 1 (cont.).

Schinopsixylon sp.	*Schinopsis* Engl.	leño	Zucol *et al.*, 2005
Familia Arecaceae			
Palmoxylon concordiensis Lutz	*Butia yatay* (Mart.) Becc.	leño	Lutz, 1980, 1986
Palmoxylon yuqueriensis Lutz	Coryphoidae? Arecoideae?	leño	Lutz, 1984
Palmoxylon sp.	*Butia yatay* (Mart.) Becc.	leño	Zucol *et al.*, 2005; Ramos, 2015
Globulares de superficie espinosa	*Butia yatay* (Mart.) Becc.	fitolito	Zucol *et al.*, 2005; Patterer 2012; Patterer *et al.*, 2014
Familia Podostemaceae			
Elongados irregulares	aff. *Podostemun* Michx.	fitolito	Zucol *et al.*, 2005
Familia Poaceae			
Halterio panicoide	Gramíneas panicoideas	fitolito	Zucol *et al.*, 2005; Patterer 2012; Patterer *et al.*, 2014
Conos en forma de torre	Gramíneas arundinoideas	fitolito	Zucol *et al.*, 2005; Patterer 2012; Patterer *et al.*, 2014
Oblongos crenados (Bromiodes-Pooides)	Gramíneas pooideas	fitolito	Patterer 2012; Patterer *et al.*, 2014
Silla de montar	Gramíneas chloridoideas	fitolito	Patterer 2012; Patterer *et al.*, 2014
Silla de montar colapsadas	Gramíneas bambusoideas	fitolito	Patterer 2012; Patterer *et al.*, 2014
Elongados de contorno liso, aserrado y ondulado	Gramíneas	fitolito	Zucol *et al.*, 2005; Patterer 2012; Patterer *et al.*, 2014
Aguzados	Gramíneas	fitolito	Zucol et al., 2005; Patterer 2012; Patterer *et al.*, 2014
Flabelos	Gramíneas	fitolito	Zucol *et al.*, 2005; Patterer 2012; Patterer *et al.*, 2014
Familia Cyperaceae			
Elongados	Ciperáceas	fitolito	Zucol *et al.*, 2005; Patterer 2012; Patterer *et al.*, 2014
Cónicos	Ciperáceas	fitolito	Zucol *et al.*, 2005; Patterer 2012; Patterer *et al.*, 2014

Formación Salto Ander Egg (FSAE)

La Formación Salto Ander Egg, propuesta por Brunetto *et al.* (2015), representa una secuencia de depósitos fluviales localizada en el Sudoeste de la provincia de Entre Ríos y constituye la terraza más antigua de los tributarios del río Paraná para ese sector de la provincia (figura 1, B). Ésta presenta dos facies: 1) facies de conglomerados y gravas clasto-soportados, constituidos por gravas medias pobremente seleccionadas. Los clastos mayores tienen composición carbonática y el depósito presenta en algunos sectores un importante grado de cementación. Se observan lentes de arenas bien seleccionadas, con estratificación cruzada, y de arenas moderada-

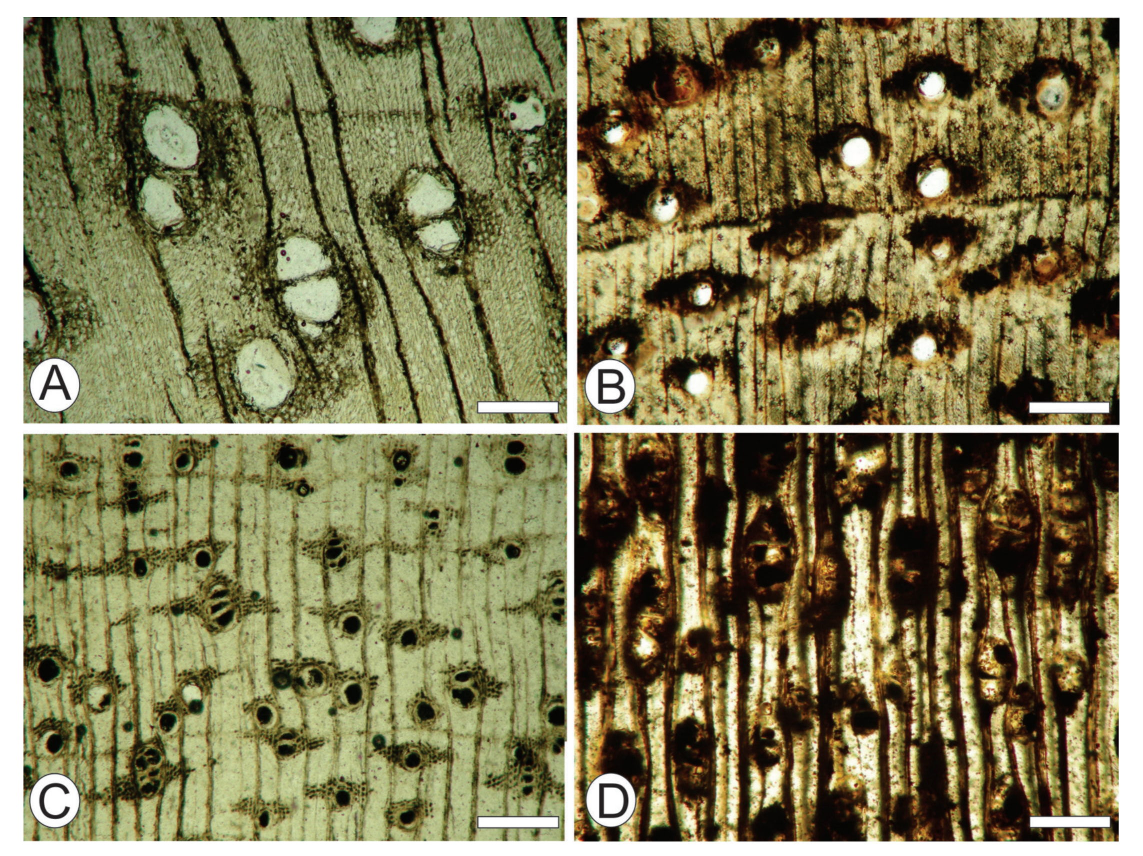


Figura 3. A) *Amburanaxylon tortorellii* de la FEP. B) *Abaremaxylon hydrochorea* de la FAF. C) *Schinopsixylon heckii* de la FEP. D) *Styracoxylon thyllosum* de la FAF. Escala gráfica = 400 μm.

mente seleccionadas de grano fino a mediano con estratificación paralela, laminación horizontal y gradación normal, intercaladas de manera subordinada dentro de la secuencia de conglomerados. En la base se observa un contacto erosivo en donde los conglomerados se apoyan en contacto angular muy nítido, sobre las unidades neógenas. La arquitectura descripta corresponde a macroformas de canal. 2) Facies de fangos y arenas muy finas, formada por limos con proporciones subordinadas de arcilla y arenas muy finas. Son sedimentos friables masivos o con laminación fina muy difusa y forman cuerpos tabulares de centenares de metros de extensión. Esta unidad está constituida por niveles inferiores verde oliva pálido, con mayor contenido de arcilla ysuperiores de color pardo-rojizo y mayor contenido de arena fina. Se interpreta que las facies de conglomerados y arenas subordinadas se han depositado en valles fluviales, tanto como relleno de canal por migración de formas de lecho (dunas), como depósitos de barras longitudinales, asociados para formar macroformas mayores (bancos longitudinales). Las facies de fangos representan depósitos de desborde y facies de valle de inundación. El miembro inferior de color verde (presencia de Fe^{+2}) sugiere condiciones anaeróbicas por anegamiento prolongado. Las características de estos depósitos indican una identidad de la Formación Salto Ander Egg, representativa de las terrazas fluviales del Pleistoceno tardío, en la región sudoeste de Entre Ríos. Los trabajos estratigráficos sistemáticos (Brunetto *et al*., 2009; 2015) permitieron discriminarla de la Formación Arroyo Feliciano, previamente descripta para el centro y noreste de Entre Ríos (Iriondo *et al*., 1985).

Registro de paleovertebrados.— Su contenido paleontológico es muy abundante en vertebrados y hasta el año 2009 esta unidad era asignada a la Formación Arroyo Feliciano (Noriega *et al.*, 2004; Ferrero, 2007; Ferrero y Noriega, 2007, 2009; Noriega y Tonni, 2007, entre otros). Los trabajos geológicos, estratigráficos y geocronológicos realizados en la provincia de Entre Ríos permitieron reconocer esta nueva unidad geológica, en el sudoeste de la provincia, y diferenciarla de la Formación Arroyo Feliciano (Brunetto *et al.*, 2009; 2015).

Los primeros registros fueron dados a conocer por Noriega *et al.* (2004) y Tonni (2004) quienes refirieron el contenido faunístico, hallado en el sudoeste de Entre Ríos, a la Biozona de *Equus (Amerhippus) neogeus*. Dichas contribuciones resaltan la confluencia de taxones vinculados con condiciones ambientales subtropicales (e.g. *Tapirus*, *Pteronura*, *Holmesina paulacoutoi*) y esbozan algunas hipótesis explicativas, planteando de forma preliminar que dicho registro sería compatible con condiciones interglaciares del Pleistoceno tardío correspondientes al MIS5e (Carlini *et al.*, 2002; Noriega *et al.*, 2004; Tonni, 2004). Éstos constituyen antecedentes importantes previos a los trabajos más modernos realizados en el área, como es el caso de: Ferrero (2005); Ferrero y Noriega (2005); Alcaraz *et al.*, (2005); Prevosti *et al.*, (2005); Ferrero, (2007); Ferrero y Noriega, (2007); Ferrero (2008 a,b); Prevosti y Ferrero, (2008); Ferrero (2009); Ferrero y Noriega, (2009); Zurita y Ferrero, (2009); Gasparini y Ferrero, (2010); Ferrero, (2013); Alcaraz y Ferrero, (2013); Ferrero y Alcaraz, (2013); Holanda y Ferrero, (2013); entre otros. A partir de un enfoque interdisciplinario geo-paleontológico, se inició la revisión de los esquemas geológico-estratigráficos tradicionales reconocidos para el Cuaternario del territorio provincial generando nuevos e importantes aportes (Brunetto *et al*, 2015; Ferrero *et al.*, 2017).

La mayoría de los vertebrados fósiles hallados corresponden a mamíferos, y en menor número se registran aves y reptiles. Su procedencia estratigráfica fue establecida teniendo en cuenta las subsecuencias de depositación (SS1-SS3) reconocidas en la unidad (Bruneto *et al.*, 2015; Ferrero *et al.*, 2017, para más detalles ver figura 2 y tabla 1). Estas subsecuencias están separadas por discordancias que marcan cambios ambientales importantes, probablemente vinculados a cambios climáticos regionales y oscilaciones del nivel del mar en la costa Atlántica.

En los niveles basales de la unidad (SS1) se reconoció una asociación faunística sin precedentes para el Pleistoceno tardío de la Argentina. La misma está caracterizada por la presencia de taxones con afinidad tropical y aquellos típicos del Pleistoceno tardío. La primera incluye a la tortuga *Chelonoidis denticulata*, el mustélido *Pteronura brasiliensis*, el tapir *Tapirus mesopotamicus* y el pampaterio *Holmesina cf. paulacoutoi* (Ferrero y Noriega, 2007, Prevosti y Ferrero, 2008, Ferrero, 2009, Manzano *et al.* 2009) (figura 4 A, B, C). La fauna típica del Pleistoceno tardío está caracterizada por tortugas gigantes (?*Chelonoidis* sp.), cóndores (*Geronogyps reliquus*), caballos [*Equus* (*Amerhippus*) sp., *Hippidion principal*], camélidos (*Hemiauchenia paradoxa*, *Lama guanicoe*), proboscídeos [*Notiomastodon* (=*Stegomastodon*) sp.] y roedores (*Hydrochoerus* sp., *Lagostomus* cf. *maximus*) y algunos mamíferos nativos sudamericanos como los notoungulados (*Toxodon platensis*, *?T. gracilis*), litopternas (*Macrauchenia patachonica*), perezosos (*Megatherium americanum*, *Lestodon armatus*, *Glossotherium robustum*, *Glossotherium* sp.), cingulados (*Glyptodon* sp., *Neuryurus trabeculatus*) y armadillos

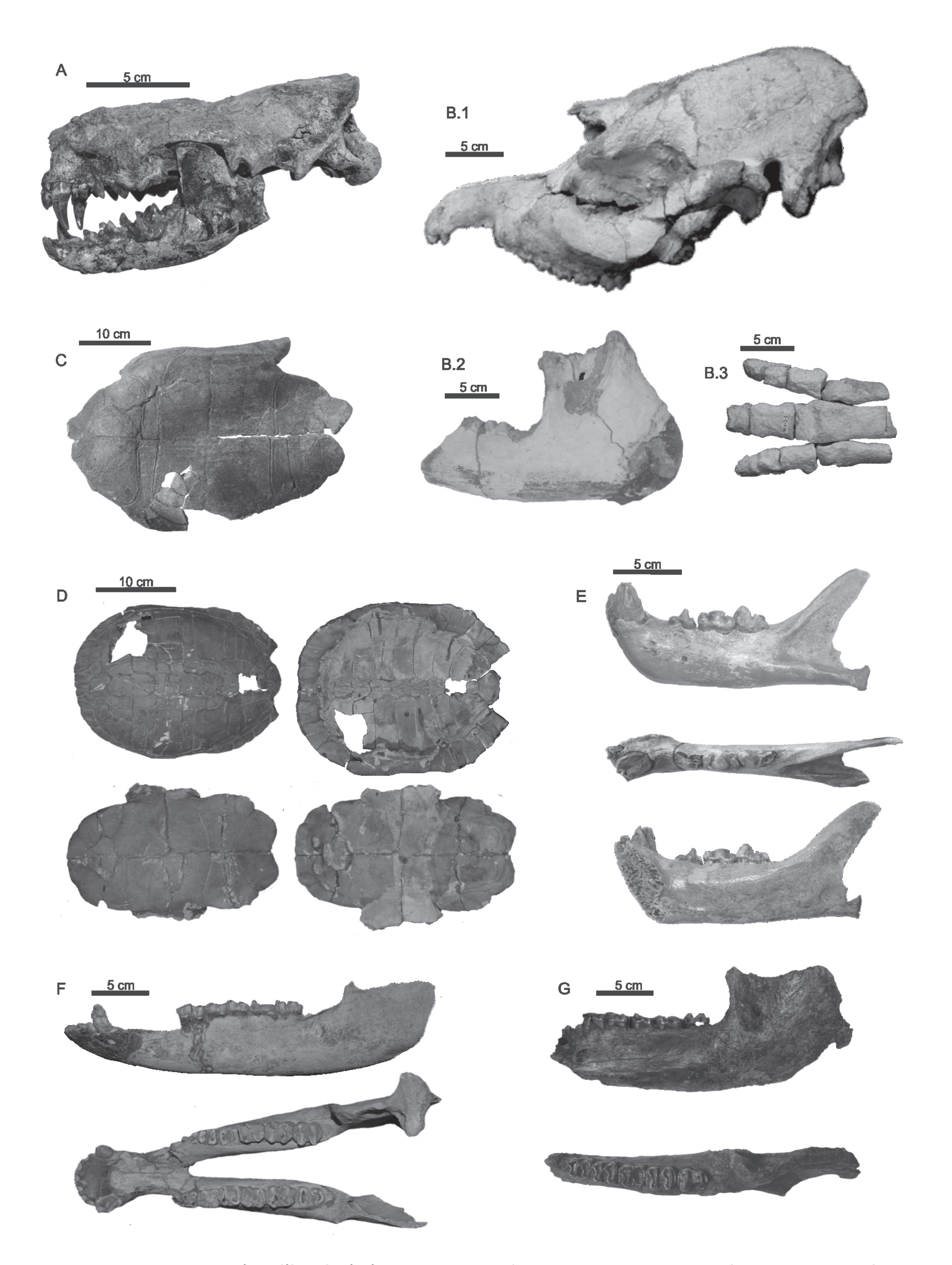


Figura 4. A) *Pteronura brasiliensis* de la FSAE (Prevosti y Ferrero, 2008). B) *Tapirus mesopotamicus* de la FSAE (Ferrero y Noriega, 2007). C) *Chelonoidis denticulata* de la FSAE (Manzano *et al*., 2009). D) *Trachemys dorbigni* de la FAF (de la Fuente et al., 2002). E) *Panthera onca* de la FAF (Ferrero, 2008 b). F) *Tapirus terrestris* de la FAF (Tonni, 1992). G) *Tapirus* cf. *terrestris* de la FEP (Ferrero *et al.*, 2007).

(*Holmesina* cf. *paulacoutoi*, *Pampatherium* sp., *Propraopus* sp., *Eutatus seguini*).

En los niveles medios (SS2) de la FSAE se observa la ausencia de taxones con afinidades tropicales y aves. Los niveles están caracterizados por fauna típica del Pleistoceno tardío, en su mayoría mamíferos. En dichos niveles se reconocen los mismos taxones hallados en los niveles inferiores de la unidad, a los que se suman otros perezosos (*Lestodon* sp., *Scelidodon* sp.), gliptodontes (*Glyptodon perforatus*, *Glyptodon reticulatus*, *Panochthus* cf. *tuberculatus*), armadillos (*Propraopus* cf. *grandis*), octodóntidos (*Ctenomys* sp.), mastodontes (*Notiomastodon platensis*), ciervos (*Antifer ultra*, *Morenelaphus brachyceros*, *Ozotoceros bezoarticus*), camélidos (*Lama gracilis*), pecaríes (*Catagonus* sp.), osos (*Arctotherium* cf. *bonariense*), félidos (*Smilodon populator*) y zorros [*Pseudalopex* (=*Dusicyon*) *gymnocercus*].

En los niveles superiores (SS3) de la unidad se reconocieron solo dos taxones, hasta el momento, cf. *Glossotherium* y *Panochthus* sp.

Formación Arroyo Feliciano (FAF)

Según la descripción de Iriondo *et al*. (1985) e Iriondo (1996, 1998), la Formación Arroyo Feliciano constituye el relleno aluvial acumulado en los valles durante la época húmeda que siguió al episodio desértico. Los valles están labrados en la Formación Hernandarias y unidades más antiguas. El sedimento predominante es una arena fina bien seleccionada y limos, de color verde claro y pardo-grisáceo, depositados en canales y ambientes pantanosos. Se trata de grandes paleocauces rellenos y sedimentos asociados a la llanura de inundación. En el río Gualeguay y otros numerosos ríos y arroyos entrerrianos constituye una terraza alta bien definida (figura 1, B). Según Iriondo *et al*. (1985), los paleocuaces son 2 a 4 veces más grandes que en el presente; por lo que en una primera aproximación, tal proporción indicaría que la descarga original de los ríos era algo mayor que la actual. El espesor típico es de 2 a 5 metros. Por esta inferencia, dichos autores, interpretaron que la FAF pudo depositarse durante el período interestadial MIS3. Sin embargo, por la misma razón y porque estos depósitos configuran una terraza alta, no debería descartarse que la FAF es una secuencia que se inició en el Último Período Interglacial (MIS5). La obtención de datos geocronológicos aportarán más elementos para resolver la cuestión de la edad y evolución sedimentaria.

Registro paleobotánico.— Leños fósiles afínes a *Styrax* (figura 3, D), *Qualea*, *Abarema* (figura 3, B) e *Hydrocorea* descriptos en la Formación Arroyo Feliciano (tabla 2) refuerzan la idea que la flora Neotropical estaba más extendida hacia el sur durante el Pleistoceno tardío. La presencia de fósiles con afinidad a *Cylicodiscus gabunensis*, apoya la evidencia de una vieja relación con la flora actual del centro-oeste de África (Moya y Brea, 2015a, 2015b, Moya *et al*., 2015). La vinculación con África ya había sido planteada para *Entrerrioxylon victoriensis*, un leño fósil afín a la Tribu Detaireae (Caesalpinoideae), hallado en el Mioceno de la Formación Paraná (Brea *et al*., 2012).

Leños fósiles de gimnospermas asignados a *Prumnopityoxylon gnaedingerae* (tabla 2) fueron hallados en la cuenca inferior del río Gualeguay, en cercanía de la localidad de Urdinarrain, Entre Ríos, Argentina. Este taxón representa el primer registro de conífera para la cuenca del río Gualeguay y su presencia, durante el Pleistoceno tardío de Entre Ríos, implica que las Podocarpaceae tenían una distribución más amplia en el pasado, y que posteriormente se restringieron a su área de distribución actual (Franco *et al*., 2015).

Los primeros resultados sobre microfósiles silíceos (tabla 2, figura 2, A) obtenidos de la sección superior aflorante de la unidad en el perfil Paso Duarte (Federal, Entre Ríos), describen un ambiente de pastizales meso-megatérmicos con disponibilidad hídrica o mayor nivel de humedad en los suelos. Este primer registro fitolítico es importante ya que contribuye a la descripción de la paleoflora para esta secuencia sedimentaria en la alta cuenca del río Gualeguay (Zucol *et al*., 2016).

Registro de paleovertebrados.— En el noroeste de Entre Ríos, en las barrancas el Arroyo Alcaraz se hallaron restos de megafauna entre las que se reconocen ejemplares de Mylodontidae (*Lestodon armatus* y cf. *Glossotherium*), Cingulata (*Glyptodon* sp. y *Holmesina major*), Felidae (*Smilodon populator*) y un ejemplar de Equidae (Ferrero, 2016).

En el centro-sur de la provincia, en la cuenca inferior del río Gualeguay cercano a la localidad de Urdinarrain (Departamento Gualeguaychú), se hallaron además de los perezosos antes mencionados: *Megatherium americanum*, *Scelidodon* sp., *Mylodon darwini*, *Lestodon armatus* y *Glossotherium robustum*. Entre los cingulados se reconoce *Glyptodon* sp. y *Pampatherium* sp.. Los ungulados están representados por *Toxodon platensis*, caballos como *Equus* cf. (*Amerhippus*) *neogeus* e *Hippidium* sp., el camélido *Hemiachenia paradoxa* y el pecarí *Tayassu* cf. *pecari* (Ferrero *et al*., 2015; Favotti *et al*., 2015). Además, se registra el probocídeo *Notiomastodon* sp. En otra localidad, cercano a la localidad de Las Guachas (Departamento Tala) se reportó el cérvidos *Hippocamelus* sp. (Cetartiodactyla: Cervidae) nunca antes registrado en otra localidad entrerriana (Alcaraz y Ferrero, 2013).

En el centro-este de la provincia se dieron a conocer unos pocos registros de vertebrados, pero de gran importancia, como es el caso de la tortuga *Trachemys dorbigni* y el félido *Panthera onca* (de la Fuente *et al*., 2002, Ferrero, 2008 b) (figura 4, D, E) procedentes de la Cañada Las Achiras, en cercanía a la ciudad de Villa San José (Departamento Colón). Además se reporta en las barrancas del Arroyo Perucho Verna, cercano a la ciudad de Villa Elisa (Departamento Colón) un ejemplar de *Tapirus terrestris* (Tonni, 1992) (figura 4, F).

Al igual que lo observado en las unidades pleistocenas previas reconocemos un núcleo faunístico compuesto por megafauna extinta típica del Pleistoceno tardío al que se suman algunos elementos con afinidad tropical-subtropical. Además, estos últimos corresponden a taxones con representantes actuales y que en su mayoría tiene una distribución geográfica común.

Tabla 2. Lista de los registros paleobotánicos de la Formación Arroyo Feliciano.

Taxa	Afinidad	Tipo de resto	Referencia
Pinophyta			
Familia Podocarpaceae			
Prumnopityoxylon gnaedingerae Franco y Brea 2015	*Prumnopitys* Phil.	leño	Franco *et al*., 2013
Magnoliophyta			
Familia Leguminosae- Mimosoideae			
Abaremaxylon hydrochorea Moya y Brea 2015	*Abarema* Pittier *Hydrochorea* Barneby y J.W. Grimes	leño	Moya y Brea, 2015
Cylicodiscuxylon paragabunensis Moya y Brea 2015	*Cylicodiscus* Harms	leño	Moya y Brea, 2015
Familia Styracaceae			
Styracoxylon thyllosum Moya et al. 2015	*Styrax* L.	leño	Moya *et al*., 2015
Familia Vochysiaceae			
Qualeoxylon felicianense Moya y Brea 2015	*Qualea* Aubl.	leño	Moya y Brea, 2015
Dicotiledóneas leñosas			
Globulares lisos	aff. Dicotiledóneas leñosas	fitolito	Zucol *et al*., en prensa
Familia Poaceae			
Halterios panicoides	Gramíneas panicoideas	fitolito	Zucol *et al*., 2016
Conos en forma de torre	Gramineas arundinoideas	fitolito	Zucol *et al*., 2016
Cruces panicoides	Gramíneas panicoideas	fitolito	Zucol *et al*., 2016
Sillas de montar	Gramíneas chloridoideas	fitolito	Zucol *et al*., 2016
Elongados de contorno liso, aserrado y ondulado	Gramíneas	fitolito	Zucol *et al*., 2016
Aguzados	Gramíneas	fitolito	Zucol *et al*., 2016
Flabelos	Gramíneas	fitolito	Zucol *et al*., 2016

Formación Tezanos Pinto (FTP)

Corresponde a una unidad loéssica del norte de la región Pampeana descripta por Iriondo (1980). En Entre Ríos se extiende principalmente en el sector sudoeste y en una estrecha franja desde Paraná hasta cerca de La Paz (figura 1, B). Desaparece por acuñamiento del manto de loess más los efectos de la actividad erosiva, hacia el este, pudiendo encontrarse sus remanentes en las partes más altas del relieve en las proximidades del río Gualeguay. Su color es marrón claro a amarillento, friable, masivo y contiene una escasa proporción de pequeñas concreciones de $CaCO_3$, más comunes en la base de la FTP. Desde el punto de vista litológico es un loess constituido por limo arcilloso, escasa arena fina y mineralógicamente está compuesto por cuarzo, plagioclasa y vidrio volcánico. La masa sedimentaria es calcárea, contiene concentraciones pulverulentas y fuertes concentraciones de $CaCO_3$ (en frecuencia variable; variando en forma y tamaño). El cuerpo del loess está surcado por finas

canalículas ramificadas rizoides. La sección tipo (Iriondo, 1980) muestra una asociación de facies vertical, donde aparecen niveles laminados en la base que tienden a ser progresivamente más masivos y friables hacia el techo. Esta tendencia señala una clara disminución de la disponibilidad hídrica hacia los sedimentos más jóvenes de la unidad.

Su depositación ha sido atribuida a la acción eólica en condiciones climáticas áridas a semiáridas y su edad referida al Pleistoceno tardío (MIS2). Esta formación está típicamente representada en las divisorias, tal como se la describió precedentemente; en tanto que en los valles presenta diversas facies de tipo fluvial y aluvional, con limos loessoides finamente estratificados y conglomerados de clastos de $CaCO_3$ intercalados. Estas facies presentan una elevada concentración de fósiles. La presencia de facies aluvionales y lagunares en la base que tienden a pasar a fases netamente eólicas en el techo han sido interpretado como registro del final del último ciclo interglacial-glacial, abarcando la transición entre el final del período interestadial MIS3 y el MIS2 (Brunetto *et al*., 2015).

De esta formación se cuenta con tres dataciones de OSL realizadas en el Departamento de Diamante. La muestra extraída de la facies aluvional, en el arroyo Barrenechea cercano al sitio en donde se extrajo restos de *Smilodon populator* arrojó una edad de 33 ka; la segunda datación arrojó una edad de 11 ka y la última datación, cuya muestra fue tomada en una facies masiva aflorante en la calle Presidente Perón de la ciudad de Diamante, arrojó una edad de 17 ka (com. per. Carlini, Tonni y Noriega; Kruck *et al*., 2011).

El perfil tipo de la Formación Tezanos Pinto, ubicado en el Departamento Paraná cuentan con dos dataciones OSL y dos ^{14}C que arrojaron una edad de ca. 32 ka (en facies pantanosas a 3,5 m por debajo de la superficie) y ca. 24 ka (en facies de loess a 2 m debajo de la superficie) (Erra *et al*., 2013). La fauna de moluscos halladas en esta unidad es muy abundante pero muy poco diversa. Se caracteriza por la presencia de *Succinea meridionalis* (^{14}C edad de ca. 27 ka) asociada con *Biomphalaria peregrina* (^{14}C edad de ca. 24 ka), dos taxones que viven en la actualidad en la región (Kröhling *et al*. 2010).

Registros paleobotánicos.— Las asociaciones fitolíticas descriptas en el loess de la Formación Tezanos Pinto en la provincia de Entre Ríos tienen un alto grado de homogeneidad (ver tabla 1 en Erra *et al*., 2013). La presencia de elementos afines a panicoideas, chloridoideas, pooideas y stipoideas junto a palmeras, ciperáceas hacen referencia a una pastizal megatérmico con parches de estípites de palmeras y comunidades de pantanos con cyperáceas. Estas asociaciones vegetales tipifican el ambiente de depósito del loess durante el UMG (Último Máximo Glacial), en el borde noreste del Sistema Eólico Pampeano. Durante el Pleistocenotardío-Holoceno temprano aparecen en la provincia de Entre Ríos las estepas templado-cálidas a templadas secas y/o húmedas junto a sabanas de palmeras (Kröhling *et al.*, 2006, 2010; Erra *et al*., 2011, 2013).

Registros de paleovertebrados.— Hasta el momento el único registro confirmado en dicha unidad corresponde a un ejemplar de *Smilodon populator* procedente

de las barrancas del Arroyo Barrenechea (Departamento Diamante) y algunos restos de mamíferos indeterminados en otras localidades del mismo Departamento.

CONSIDERACIONES FINALES

Los fósiles que forman parte del presente estudio proceden mayoritariamente de cuatro unidades del Pleistoceno tardío: las Formaciones Salto Ander Egg, El Palmar, Arroyo Feliciano y Tezanos Pinto.

La Formación San Salvador, de edad inferida Plioceno/Pleistoceno inferior, es aún muy poco estudiada y cuenta con una única mención para la región del centro-este de Entre Ríos donde los análisis fitolíticos han permitido inferir la existencia de bosques higrófilos, ribereños y palmares con sotobosques de gramíneas meso-megatérmicas (Patterer, 2015).

Las formaciones geológicas de Entre Ríos tradicionalmente asignadas al Pleistoceno inferior-medio son la Formaciones Hernandarias, La Juanita y Punta Gorda (Iriondo, 1998).

Con respecto a la Formación Hernandarias, Bidegain (1991) señala que fue depositada durante el Evento Olduvai (ca. 1,77-1,95 Ma) caracterizado por una fase de gran humedad y la existencia de extensos lagos. Al igual que Iriondo (1998), refiere la Formación Hernandarias al Pleistoceno inferior teniendo en cuenta su posición estratigráfica. Hasta el momento no se han hallado fósiles en dicha unidad. La mención mas moderna de un vertebrado hallado en la base de una unidad cuyos sedimentos fueron tentativamente correlacionables con la Formación Hernandarias corresponde al roedor *Aenigmys* (Vucetich *et al*. 2005). No obstante, ni dicha correlación geológica está confirmada, ya que el nivel portador aflora en la ciudad de Diamante y correspondería a los niveles medios del Grupo Punta Gorda, ni *Aenigmys* suministra información biocronológica alguna.

Respecto a las unidades del Pleistoceno tardío, en la FSAE se reconocen dos unidades bioestratigráficas. La reconocida en la base (SS1) presenta varios elementos faunísticos vinculados a ambientes tropicales-subtropicales y megafauna típicamente registrada en el Pleistoceno tardío de la Argentina. Dichos niveles fueron datados en aproximadamente 120 ka y correlacionados con el MIS 5e (Brunetto *et al*., 2015, Ferrero *et al*., 2017). La influencia brasílica está marcada por las presencias del mustélido *Pteronura brasiliensis*, la tortura *Chelonoidis denticulata* y una nueva especie de tapir fósil *Tapirus mesopotamicus*. Otra presencia faunística importantes es el pampaterio *Holmesina* cf. *paulacoutoi*. Si bien, esta especie ha sido registrada en las provincias de Chaco, Corrientes y Santa Fe tradicionalmente se lo ha considerado de abolengo brasílico (Scillato-Yané *et al*., 2005). La otra unidad bioestratigráfica (SS2 y SS3), registra exclusivamente fauna típica del Pleistoceno tardío. Los niveles medios de la FSAE (SS2) fueron acumulados durante los 105 ka y 96 ka y son correlacionados con el el MIS 5c. El nivel superior (SS3) fue datado en 60 ka y probablemente acumulado durante el MIS 3. A excepción de los taxones de abolengo brasílico, la fauna registrada forman parte del registro fósil común del Pleistoceno tardío en Argentina, Sur de Brasil y Norte de Uruguay (ver Cione yTonni, 2005;

Vezzosi, 2008, 2011; Zurita *et al*., 2014; Cruz, 2012; Cruz *et al*., 2012, Ubilla *et al*., 2009; Ribeiro y Scherer, 2009; Scherer, 2009; Scherer *et al*., 2009).

Por su parte, la Formación El Palmar presenta registros de una fauna de mediano y gran porte similar a la hallada en el Pleistoceno tardío de otras áreas de la Argentina (Cione y Tonni, 2005; Vezzosi, 2008, 2011; Zurita *et al*., 2014; Cruz, 2012; Cruz *et al*., 2012). La unidad fue datada en 80 ± 13 ka (Iriondo y Kröhling, 2001, 2003), correspondiéndose con el MIS5a característico de una época húmeda y cálida (Shackleton, 1995; Opdyke, 1995). Una segunda datación por TL, realizada en una muestra de la parte superior del perfil en Salto, arrojó una edad de 88 ± 35 ka (ver Iriondo, 1980; Iriondo y Kröhling, 2008). Además, dicha unidad presenta como dato sobresaliente para el Pleistoceno tardío de la Argentina el registro de *Tapirus* cf. *terretris* (Ferrero *et al*., 2007). Teniendo en cuenta estas evidencias, se hipotetiza que tanto la FSAE como la FEP se habrían depositado durante el último interglacial a inicios del Pleistoceno tardío, en torno a los 80 ka y 120 ka, bajo condiciones climáticas globales similares. La evidencias paleoflorística indican que durante la depositación de la FEL se desarrollaron bosques mixtos subtropicales a tropicales húmedos, bosques semihúmedos con la presencia de anacardiáceas y leguminosas, palmares y pastizales megatérmincos a mesotérmicos bajo condiciones climáticas cálidas y húmedas a semi-humedas (Zucol *et al*., 2005; Brea *et al*., 2010; Patterer, 2012; Patterer *et al*., 2014; Ramos, 2015).

La asociación de mamíferos hallada en la FAF es muy similar en su composición a aquella reconocida como megafauna típica del Pleistoceno tardío de la Argentina. No obstante, al igual que lo que ocurre con la FSAE y FEP del Pleistoceno tardío de la provincia de Entre Ríos, se registran taxones con afinidad tropical y subtropical. En este sentido, se identificó a *T. terrestris* (Tonni, 1992), *Trachemys* cf. *dorgbini* (de la Fuente *et al*., 2002) y *Pantera onca* (Ferrero, 2008 b) en localidades del este de la provicia de Entre Ríos. La paleoflora hallada en esta unidad permite inferir que la vegetación creció bajo condiciones climáticas cálidas y húmedas a semihúmedas (Moya y Brea, 2015).

La fauna de la Formación Tezanos Pinto hasta el momento se reduce a la presencia de *Smilodon populator*. En otras localidades, del Departamento de Diamante, se hallaron fagmentos de vertebrados indeterminados. La evidencias paleoflorística indica la aparición durante el Pleistoceno tardío-Holoceno temprano de las estepas templado-cálidas a templado-secas y/o húmedas junto a sabanas de palmeras.

La reseña desarrollada en esta contribución da cuenta de una importante diversidad paleobotánica y paleofaunística en el Pleistoceno tardío de la provincia de Entre Ríos. Además, expone los avances mas significativos en el conocimiento de los paleoambientes, aspectos geológicos, estratigráficos y geocronológicos. Si bien son importantes los resultados obtenidos aún quedan mucho por desarrollar y profundizar.

AGRADECIMIENTOS

A María Cecilia Zalazar por realizar los mapas. Financiamiento de Conicet, PIP-CONICET-112-201101-01024, PIP CONICET 11220130100245CO y PICT-ANPCYT-2013-0491.

BIBLIOGRAFÍA

Aceñolaza, F. G. 1976. Consideraciones estratigrádicas sobre el Terciario marino de Paraná y alrededores. Acta Geológica Lilloana 13: 91-118. Tucumán.

Aceñolaza, F. G. y Sayazo, J. 1980. Análisis preliminar sobre la estratigrafía, morfodinámica y morfogénesis de la región de Villa Urquiza, provincia de Entre Ríos. Acta geológica Lilloana 15 (2): 139-154.

Alcaraz, M. A. y Ferrero, B. S. 2013. *Hippocamelus* Leuckart (Artiodactyla: Cervidae) en el Pleistoceno de la provincia de Entre Ríos, Argentina. II Simposio del Plioceno y Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina. Libro de Resúmenes 1 p.

Alcaraz, A., Ferrero, B. S. y Noriega, J. I. 2005. Primer registro de *Antifer ultra* Ameghino 1889 (Artiodactyla: Cervidae) en el Pleistoceno de Entre Ríos. En: F. G. Aceñolaza (ed.) Temas de la Biodiversidad del Litoral fluvial argentino, INSUGEO, Miscelánea 14: 65-70.

Ameghino, F. 1883a. Sobre una colección de mamíferos fósiles del Piso Mesopotámico de la Formación Patagónica recogidos en las barrancas del Paraná por el Profesor Pedro Scalabrini. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 5 (entrega 1a): 101-116.

Ameghino, F. 1883b. Sobre una nueva colección de mamíferos fósiles recogidos por el Profesor Scalabrini en las barrancas del Paraná. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 5: 112-113.

Ameghino, F. 1885. Nuevos restos de mamíferos fósiles oligocenos, recogidos por el profesor Pedro Scalabrini y pertenecientes al Museo provincial de la ciudad de Paraná. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 8: 3-207.

Ameghino, F. 1886. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de los terrenos terciarios antiguos del Paraná. Memoria cuarta. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 9: 3-288.

Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Actas de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 6: 1-1027.

Ameghino, F. 1891. Caracteres diagnósticos de cincuenta especies nuevas de mamíferos fósiles argentinos. Revista Argentina de Historia Natural 1: 129-167.

Ameghino, F. 1906. Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie, avec un parallèle entre leur faunes mammologiques et celles de l'ancien continent. Anales del Museo Nacional de Historia Natural 15 (3): 1-568.

Azara, Félix de. Voyages dans l'Amérique meridionale…depuis 1781 jusqu'en 1801. Publiées d'après les manuscrits de l'auteur avec une notice sur sa vie et se écrits, par C. A. Wackenaer; enrichies de notes par G. Cuvier… Suivis de L'histoire naturelle des oiseaux du Paraguay et de La Plata par le même auteur, traduite, dápres lórigina espagnol, et augmentée d'un grand nombre de notes, par M. Sonnini; accompagnés d'un atlas de vingt-cinc planches… Paris: Dentu, Imprimeur Libraire, 1809, 4 vols. + 1 atlas.

Battaglia, G. 1946. Contribución al conocimiento geológico de la zona de Hernandarias. Tesis doctoral Inédita, Universidad Nacional de Córdoba, 140 pp. Córdoba.

Bidegain, J. C. 1991. Sedimentary development, magnetoestratigraphy and sequence of events of the late Cenozoic in Entre Ríos and surronding areas in Argentina. Tesis Doctoral. Paleogeophysics & Geodynamics Department of Geology and Geochemistry Stockholm University. S-10691. Estocolmo. Suiza.

Bidegain, J. C. 1993. Primeros análisis paleomagnéticos en sedimentos del Cenozoico tardío en las márgenes del río Paraná. Revista Asociación Geológica Argentina 48 (3-4): 247-256.

Bonarelli, G. y Nágera, J. 1913. Informe preliminar sobre un viaje de investigación geológica a la provincia de Entre Ríos y Corrientes. Boletín de la Dirección nacional de Geología e Hidrología 5 (B): 1-6. Buenos Aires.

Bossi, J. 1969. Geología del Uruguay. Colección Ciencias 12. 2da Edición. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, 464 pp.

Brandoni D., Ferrero B. S. y Brunetto, E. 2010. *Mylodon darwini* from the late Pleistocene of Mesopotamia, Argentina, with remarks on individual variability, paleobiology, paleobiogeography, and paleoenvironment. Journal of Vertebrate Paleontology 30 (5): 1547-1558.

Bravard, A. 1858. Monografía de los terrenos marinos terciarios de las cercanías del Paraná. Imprenta del Registro Oficial (reimpreso por la Imprenta del Congreso de la Nación, 1995). Pp. 117.

Brea, M. 1998. *Ulminium mucilaginosum* n. sp. y *Ulminium artabeae* n. sp., dos leños fósiles de Lauraceae en sedimentos de la Formación El Palmar, provincia de Entre Ríos, Argentina. Ameghiniana 35: 193-204.

Brea, M. 1999. Leños fósiles de Anacardiaceae y Mimosaceae de la Formación El Palmar (Pleistoceno superior), departamento de Concordia, provincia de Entre Ríos, Argentina. Ameghiniana 36: 63-69.

Brea, M. y Zucol, A. F. 2001. Maderas fósiles de Combretaceae de la Formación El Palmar (Pleistoceno), provincia de Entre Ríos, Argentina. Ameghiniana 38: 499-417.

Brea, M. y Zucol, A. F. 2011. The Paraná-Paraguay Basin: Geological and Paleoenviromental. En: J.S. Albert y Roberto E.R. (Eds.), Historical Biogeography of Neotropical Freshwater Fishes: 69-87. University of California Press.

Brea, M., Zucol, A. F. y Scopel, A. 2001. Estudios paleobotánicos del Parque Nacional El Palmar (Argentina): I. Inclusiones minerales en leños fósiles de Myrtaceae. Natura Neotropicalis 32: 33-40.

Brea, M., Franco, M. J. y Lutz, A. I. 2012. Redescription and reassignment of *Entrerrioxylon victoriensis* from the Upper Miocene, Paraná Formation, South America. Review of Palaeobotany and Palynology 185: 13-25.

Brea, M., Zucol, A. F. y Patterer, N. 2010. Fossil woods from late Pleistocene sediments from El Palmar Formation, Uruguay Basin, eastern Argentina. Review of Palaeobotany and Palynology 163: 35-51.

Brunetto, E., Ferrero, B. S, Noriega, J. I. 2015. Late Pleistocene lithostratigraphy and sequences in the southwestern Mesopotamia (Argentina): evidences of the Last Interglacial Stage. Journal of South American Earth Sciences, 111–128. doi: 10.1016/j.jsames.2014.12.003.

Brunetto, E., Ferrero, B. S., Noriega, J. I, Gottardi M. G., Zamboni, L., Gallina, G. 2009. Formación Salto Ander Egg: depósitos fluviales del pleistoceno superior, en el suroeste de Entre Ríos. IV Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. XII Congreso da Associaçao Brasileira de Estudos do Quaternário. II Reunión Sobre el Cuaternario de América del Sur. Actas Nº 260.

Burmeister, H. 1876. Descrition physique de la République Argentine. Traducción del alemán por E. Maupas (1878). Tomo 1: 394 pp.; 2: 412 pp y 3: 556 pp.

Burmeister, G. 1885. Examen crítico de los mamíferos y los reptiles denominados por Don Augusto Bravard. Anales del Museo Público de Buenos Aires 3: 95-173.

Burmeister, G. 1891. IX. Continuación a las adiciones al examen crítico de los mamíferos fósiles terciarios para dar a conocer los objetos de historia natural nuevos ó poco conocidos conservados en ese establecimiento. Anales del Museo Nacional de Buenos Aires 3: 401-461.

Candela, A. M, Noriega, J. I. y Reguero, M. A. 2007. The first Pliocene Mammals from the Northeast (Mesopotamia) of Argentina: Bioestratigraphic and Paleoenvironmental significance. Journal of Vertebrate Paleontology 27 (2) 476-483.

Carlini, A. A., Tonni, E. P. y Noriega, J. I. 2002. El primer registro paleontológico del lutrino gigante *Pteronura* (Carnívora, Mustelidae) en la Argentina. Su importancia paleobiogeográfica. I Congreso Latinoamericano de Paleontología De Vertebrados. Libro de Resúmenes, p. 25. Chile.

Carlini, A. A., Zurita, A. E., Gasparini, G. y Noriega, J. I. 2004. Los mamíferos del Pleistoceno de la Mesopotamia argentina y su relación con aquéllos del Centro-Norte de la Argentina, Paraguay y Sur de Bolivia, Sur de Brasil y Oeste de Uruguay: Paleobiogeografía y Paleoambientes. En*:* F.G. Aceñolaza (ed.) Temas de la Biodiversidad del Litoral fluvial argentino, INSUGEO, Miscelánea 12: 83-90.

Castellano, A. 1965. Estudios fisográficos de la provincia de Corrientes. Publicación del Instituto de Fisiografía y Geología, p. 49. Rosario.

Cione, A. L. y Tonni, E. P. 1999. Bioestratigraphy and chronological scale of uppermost Cenozoic in the Pampean Area, Argentina. En: J. Rabassa y M. Salemme (Eds.), Quaternary of South America and Antartic Peninsula 12: 23-51.

Cione, A. L y Tonni, E. P. 2005. Bioestratigrafía basada en mamíferos del Cenozoico superior de la provincia de Buenos Aires, Argentina. R. E. de Barrio, R. O.

Etcheverry, M. F. Caballé y E. Llambias (Eds.) Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. XVI Congreso Geológico Argentino 11: 183-200. La Plata.

Cordini, I. R. 1949. Contribución al conocimiento de la Geología Económica de Entre Ríos. Anales de la Dirección General de Industria Minera 2: 87-78, láminas pp. 32. Buenos Aires.

Cruz, L. E. 2012. Biostratigraphy and geochronology of the late Cenozoic of Córdoba Province (central Argentina). Journal of South American Earth Sciences 42, 250-259. 1e10. http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2012.06.015

Cruz, L. E., Fernicola, J. C., Carignano C. A., Bargo M. S. 2012. Asociaciones faunísticas del Cuaternario de San Francisco, Provincia de Córdoba, Argentina. Implicancias Bioestratigráficas y Taxonómicas. Ameghiniana 49 (4), 642-656.

Darwin, C. R. 1846. Geological observations on South America, being the third part of the geology of the voyage of the "Beagle" during 1832 to 1836, London (Smith Elder), pp. 279.

D'Orbigny, A. 1842. Voyage dans L'Amerique Meridionale. Paris: 3 Paleontologie. 3 (4): 1-152. Paris & Strassbourg.

de la Fuente, M., Noriega, J. I. y Piña, C. I. 2002. *Trachemys dorbigni* (Duméril y Bibron, 1835) (Cryptodira: Emydidae) en el Pleistoceno tardío de la provincia de Entre Ríos, Argentina. Cuadernos de Herpetología 16: 65-72.

Erra, G., Zucol, A. F. y Kröhling, D. M. 2011. Análisis fitolítico de la Formación Tezanos Pinto (Pleistoceno tardío- Holoceno temprano) en el sector noroeste de su área de distribución en la provincia de Entre Ríos (Argentina). Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 28: 398-412.

Erra, G., Zucol, A. F. y Kröhling, D. M. 2013. Análisis fitolítico de la Formación Tezanos Pinto (Pleistoceno tardío-Holoceno temprano) en el sector sudeste de la provincia de Entre Ríos (Argentina). Ameghiniana 50: 429-446.

Ferrero, B. S. 2005. El registro fósil de los camélidos (Artiodactyla: Camelidae) en el Pleistoceno de la provincia de Entre Ríos, su comparación con el de la Región Pampeana y Uruguay. Ameghiniana 42 (4)-S: 28R.

Ferrero, B. S. 2007. Los mastodontes (Mammalia, Gomphoteriidae) en el Lujanense de la Provincia de Entre Ríos. Consideraciones geográficas y paleoecológicas. XXIII Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. Libro de Resúmenes de 13 p. Trelew.

Ferrero, B. S. 2008a. *Scelidodon* Ameghino (Tardigrada: Scelidotheriinae) en la Formación Tezanos Pinto (Pleistoceno tardío) de la provincia de Entre Ríos, Argentina. Revista Miscelánea INSUGEO 17: 21-30.

Ferrero, B. S. 2008b. Primer registro de *Panthera onca* Linnaeus 1758 (Carnivora: Felidae) en el Pleistoceno tardío de la provincia de Entre Ríos, Argentina. Revista Miscelánea INSUGEO 17:31-40.

Ferrero, B. S. 2009. Diversidad y evolución de los Mamíferos del Cuaternario de la provincia de Entre Ríos Argentina. Aspectos bioestratigráficos y paleozoogeográficos de una fauna particular: Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 425 pp. La Plata.

Ferrero, B. S. 2013. Los vertebrados del Cuaternario de la provincia de Entre Ríos. II Simposio del Plioceno y Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina. Libro de Resúmenes 10 p. Diamante.

Ferrero, B. S. En prensa. Mamíferos de la Formación Arroyo Feliciano (Pleistoceno tardío) en Provincia De Entre Ríos. XI Congreso Argentino de Paleontología. Libro de Resúmenes, 44-45 pp. Ameghiniana Suplemento.

Ferrero, B. S. y Alcaraz, M. A. 2013. Los ciervos (Artiodactyla, Cervidae) fósiles del Pleistoceno de la provincia de Entre Ríos, Argentina. Reunión Anual de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina. Libro de Resúmenes 30 p. Córdoba.

Ferrero, B. S. y Noriega J. I. 2005. Tapires del Pleistoceno de Entre Ríos (Perissodactyla: Tapiridae). Análisis filogenético preliminar. Ameghiniana 42 (4) S: 69R.

Ferrero, B. S. y Noriega, J. I. 2007. A new tapir from the Upper Pleistocene of Argentina: Phylogenetic remarks on the Neotropical family diversification and paleoenvironmental inferences. Journal of Vertebrate Paleontology 27 (2): 504-511.

Ferrero, B. S. y Noriega J. I. 2009. La paleontología de vertebrados en el Cuaternario de la provincia de Entre Ríos (Argentina): estado actual y perspectivas. Libro Cuaternario do RS: Integrando conhecimientos. Monografías Vol. 1, Sociedad Brasileira de Paleontología 207-215 pp.

Ferrero, B. S., Brandoni, D., Noriega, J. I. y Carlini A. A. 2007. Mamíferos de la Formación El Palmar (Pleistoceno tardío) de la provincia de Entre Ríos, Argentina. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales 9 (2): 109-117.

Ferrero B. S, Noriega J. I., Brunetto E., Nuñez Otaño N. 2017. Vertebrate continental assemblage from the Last Interglacial in southern South America (Entre Ríos, Argentina). Biostratigraphy and paleoenviroment. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 466: 89-99.

Ferrero, B. S., Peralta, M. J., Brunetto, E. y Gasparini, G. M. 2015. Nuevos registros de mamíferos en la Formación Arroyo Feliciano (Pleistoceno tardío) en el tramo sur del río Gualeguay, provincia de Entre Ríos. XXIX Jornadas de Paleontología de Vertebrados. Ameghiniana Suplemento 52 (4): 17.

Favotti, E., Ferrero B. S. y Brandoni, D. Primer registro de Mylodon darwini Owen (Xenarthra, Tardigrada, Mylodontidae) en la Formación Arroyo Feliciano (Pleistoceno tardío), Entre Ríos, Argentina. Revista Brasileira de Paleontología 18 (3): 547-554.

Franco, M. J., Brea, M., Ferrero, B. S. y Brunetto, E. 2015. Nuevos registros de *Prumnopityoxylon gnaedingerae* Franco y Brea (Podocarpaceae) en asociación con mamíferos pleistocenos, cuenca del río Gualeguay, Entre Ríos, Argentina. III Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina. Libro de Resúmenes: 16. Corrientes.

Frenguelli, J. 1920. Apuntes sobre mamíferos fósiles entrerrianos. Contribución al conocimiento de la geología de Entre Ríos. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 24: 27-54.

Gasparini, G. M y Ferrero, B. S. 2010. The Tayassuidae (Mammalia, Artiodactyla) from the Quaternary of Entre Rios province. A palaeofaunal review in Argentina. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie,Abhandlungen 256(2):151-160. doi: 10.1127/0077-7749/2010/0040

Holanda, E. C. y Ferrero, B. S. 2013. Reappraisal about the genus Tapirus (Perissodactyla, Tapiridae): systematic and phylogenetic affinities of South American tapirs. Journal of Mammalian Evolution 20: 33-44. doi: 10.1007/s10914-012-9196-z

Iriondo, M. 1996. Estratigrafía del Cuaternario de la Cuenca del Río Uruguay. XIII Congreso Geológico Argentino, 13 y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Libro de Resúmenes 4: 15-25.

Iriondo, M. H. 1980. El Cuaternario de Entre Ríos. Revista Asociación Ciencias Naturales del Litoral 11: 125-141.

Iriondo, M. 1994. Los climas Cuaternarios de la Región Pampeana 4 (2): 46 pp.

Iriondo, M. 1996. Estratigrafía del Cuaternario de la cuenca del río Uruguay. *XIII Congreso Geológico Argentino y III de Exploración de Hidrocarburos. Actas* 4: 15-25.

Iriondo, M. 1998. Loess in Argentina: Temperate and Tropical. Excursión Guide N.º3. Province of Entre Ríos. Internacional Union for Quaternary Reserch. Internacional Join Field Meeting 1-12 pp.

Iriondo, M. H. y Rodriguez, E. D. 1973. Algunas características sedimentológicas de la Formación Ituzaingó entre La Paz y Pueblo Brugo (Entre Ríos). V Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 317-331.

Iriondo, M. y Santi, M. 2000. La Formación Salto Chico en el subsuelo de Entre Ríos. II Congreso Latinoamericano de Sedimentología y VIII Reunión Argentina de Sedimentología. Libro de resúmenes: 91.

Iriondo, M. y Scotta, E. 1978. The evolution of the Paraná river delta. Internacional Symposium on coastal evolution in the Quaternary. Actas 405-418. Brasil.

Iriondo, M. H. y Krohling, D. 2001. A neoformed Kaolinitic mineral in the Upper Pleistocene of NE Argentina. International Clay Conference 12:6.

Iriondo, M. H. y Kröhling, D. 2003. A neoformed kaolinitic mineral in the upper Pleistocene of northeastern Argentina. En: Domínguez E. A, Mas G. y Cravero F (Eds.), A clay Odyssey 109-116.

Iriondo, M. H. y Kröhling, D. 2007. La Formación El Palmar (Informalmente Formación Salto Chico) y el Acuífero San Salvador, Entre Ríos. V Congreso Argentino de Hidrogeología. 433-441 pp, Paraná, Entre Ríos, Argentina.

Iriondo, M., y Kröhling, D. 2008. Cambios ambientales en la cuenca del Uruguay (desde el Presente hasta dos millones de años atrás). Colección Ciencia y Técnica, Universidad Nacional del Litoral, pp. 358.

Iriondo, M., Ceruti, C. y Tardivo, R. 1985. Geomorfología y Cuaternario del tramo inferior del Arroyo Feliciano. Revista de la Asociación de Ciencias Naturales de Litoral 16: 149-156.

Kantor, M. 1925. La Formación Entrerriana. Anales de la Sociedad Científica Argentina 50 (2): 35-66.

Kraglievich, L. 1922. *Amphiocnus paranense* n. gen., n.sp. Un probable precursor del *Megalocnus* de la isla de Cuba en la formación Entrerriana. Physis 6: 73-87.

Kraglievich, L. 1923. Descripción de dos cráneos y otros restos del género *Pliomorphus* Ameghino procedentes de la formación entrerriana de las Barrancas del Río Paraná. Anales del Museo Nacional de Historia Natural de Buenos Aires 33: 1-56.

Kraglievich, L. 1931. Cuatro notas paleontológicas sobre *Octomylodon aversus* Ameghino, *Argyrolagus palmeri* Ameghino, *Tetrastylus montanus* Ameghino y *Muñizia paranensis* n. gen., n. sp. Physis 10: 242-266.

Kraglievich, L. 1932. Diagnosis de nuevos géneros y especies de roedores cávidos y eumegámidos fósiles de Argentina. Anales de la Sociedad Científica Argentina 114: 155-181 y 211-237.

Kröhling, D., Passeggi, E., Zucol, A. F., Aguirre, M., Miquel, S. y Brea, M. 2006. Sedimentología y bioestratigrafía del loess pampeano del Pleistoceno tardío (Fm Tezanos Pinto) en el SO de Entre Ríos. IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XI Reunión Argentina de Sedimentología. Resúmenes: 127. Bariloche.

Kröhling, D., Passegi, E., Zucol, A. F., Erra, G., Miquel, S. y Brea, M. 2010. Multidisciplinary analysis of the last glacial loess at the NE of the Pampean aeolian system. XVIII International Sedimentological Congress. Abstracts Volume: 518. Mendoza, Argentina.

Kruck, W., Helms, F., Geyh, M. A., Suriano, J. M., Marengo, H. G. y Pereyra, F. 2011. Late pleistocene-holocene history of Chaco-Pampa sediments in Argentina and Paraguay. Quaternary Science Journal 60 (1): 188-202. http://dx.doi.org/10.3285/eg.60.1.13.

Lutz A. I. 1979. Maderas de angiospermas (Anacardiaceae y Leguminosae) del Plioceno de laprovincia de Entre Ríos, Argentina. Facena 3: 39-63.

Lutz, A. I. 1980. *Palmoxylon concordiensis* n. sp. del Plioceno de la Provincia de Entre Ríos, República Argentina. II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso latinoamericano de Paleontología. Actas 3: 129-140. Buenos Aires.

Lutz, A. I. 1984. *Palmoxylon yuqueriense* n. sp. del Plioceno de la Provincia de Entre Ríos, Argentina. III Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Actas 197-207. Corrientes.

Lutz, A. I. 1986. Descripción morfo-anatómica del estípite de *Palmoxylon concordiense* Lutz del Plioceno de la Provincia de Entre Ríos, Argentina. Facena 6: 17”32.

Manzano A. S., Noriega J. I. y Joyce W. G. 2009. The Tropical Tortoise *Chelonoidis denticulata* (Testudines: Testudinidae) from the Late Pleistocene of Argentina and Its Paleoclimatological Implications. Journal of Paleontology 83 (6): 975-980.

Martinelli, J. 1947. Contribución al conocimiento de las barrancas del Paraná entre Brugo y Bajada Grande. Tesis doctoral inédita. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba.

Moya, E. y Brea, M. 2015. A new record of fossil wood of Vochysiaceae from the Upper Pleistocene (Arroyo Feliciano Formation), Argentina, South America. Revista Brasileira de Paleontologia 18: 83-90.

Moya, E. y Brea, M. 2015. Legume fossil woods from the late Pleistocene Northeastern Argentina (Arroyo Feliciano Formation): Palaeobiogeographic implications. Ameghiniana 52: 558-573.

Moya, E., Brea, M. y Franco, M. J. 2015. First record of *Styracoxylon* (Styracaceae) from Southern Hemisphere: Arroyo Feliciano Formation (Upper Pleistocene), Entre Ríos, Argentina. Review of Palaebotany and Palynology 221: 211-219

Naveda, A., de Thoisy, B., Richard-Hansen, C., Torres, D.A., Salas, L., Wallance, R., Chalukian, S. y de Bustos, S. 2008. Tapirus terrestris. The IUCN Red List of Threatened Species. Version 2014.1. <www.iucnredlist.org>. Downloaded on 22 July 2014.

Noriega, J. I. y Tonni, E. P. 2007. *Geronogyps reliquus* Campbell (Ciconiiformes: Vulturidae) en el Pleistoceno tardío de la provincia de Entre Ríos y su significado paleoambiental. Ameghiniana 44 (1): 245-250.

Noriega, J. I., Carlini, A. A. y Tonni, E. P. 2004. Vertebrados del Pleistoceno tardío de la cuenca del Arroyo Ensenada (Departamento Diamante, Provincia de Entre Ríos). En: F.G. Aceñolaza (ed.) Temas de la Biodiversidad del Litoral fluvial argentino, INSUGEO, Miscelánea, 12: 71-76.

Noriega, J. I., Candela, A. M. y Vucetich, M. G. 2006. Nuevos registros de roedores Caviomorpha en la Formación Alvear (Plioceno, Entre Ríos). XXII Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. Ameghiniana 43 (4): 48R.

Opdyke, N.D. 1995. Mammalian migration and climate over the last 7Ma. En: Ed. Vra, E.S. et al., Paleoclimate and Evolution, whit emphasis Human Origin. Yale University Press, New Haven/London. Pp. 109-114.

Orbigny, A d'. 1842. Voyage dans l'Amerique méridionale. P. Bertrand, Paris. Pp.188.

Ortiz, T. 1888. Paleontología de Entre Ríos. En: (Ed.) Cayetano Ripoll, La Provincia de Entre Ríos bajo sus diversos aspectos. Museo de la Provincia. Paraná.

Parera, A. 2002. Los mamíferos de Argentina y la región austral de Sudamérica. Editorial El Ateneo, Buenos Aires, Argentina, pp. 458.

Ortiz Jaureguizar, E. y Cladera, G. A. 2006. Paleoenvironmental evolution of Southern South America during the Cenozoic. Journal of Arid Environments 66: 498-532.

Ottone, E. G. 2002. The french botanist Aimé Bompland and paleontology at Cuenca del Plata. Earth Sciences History 21: 150-165.

Ottone, E. G. 2005. The history of palaeobotany in Argentina during the 19th century. En: History of Paleobotany: Selected Eassy. Bowden, A.J., Burek, C.V., Wilding, R. (eds), Geological Society, Special Publications, 241: 281-294. London.

Owen, R. 1839-1840. Fossil Mammalia. The zoology of the voyage of HMS. "Beagle", Pp. 35. London.

Pascual, R. y Odreman Rivas, O. E. 1973. Las unidades estratigráficas del Terciario portadoras de mamíferos. Su distribución y sus relaciones con los aconteci-

mientos diastróficos. V Congreso Geológico Argentino, Anales 3:293-338. Villa Carlos Paz. Córdoba.

Patterer, N. I. 2012. Análisis Fitolíticos de la Formación El Palmar (Pleistoceno superior) en la cuenca del río Uruguay (este de Argentina). Tesis Doctoral Inédita, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 307 pp. Córdoba.

Patterer, N. I. 2015. Análisis fitolíticos de la Formación San Salvador (Plioceno-Pleistoceno inferior) en la cuenca del río Uruguay, Entre Ríos, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 72 (3): 332-344.

Patterer, N. I., Zucol, A. F. y Brea, M. 2014. Análisis fitolítico del perfil sedimentario "Los Loros", de la Formación El Palmar (Pleistoceno Superior), en el Parque Nacional El Palmar, Entre Ríos, Argentina. Acta Geológica Lilloana 26: 53-62.

Prevosti, F. J. y Ferrero, B. S. 2008. A Pleistocene Giant River Otter from Argentina: Remarks on the Fossil Record and Phylogenetic Analysis. Journal of Vertebrate Paleontology 28 (4): 1171-1181.

Prevosti, F. J., Noriega, J. I., García Esponda, C. M. y Ferrero, B. S. 2005. Primer registro de *Dusicyon gymnocercus* (Fischer) (Carnivora: Canidae) en el Pleistoceno de Entre Ríos, Argentina. Revista Española de Paleontología 20 (2): 159-167.

Ramos R. S. 2014. Análisis paleoecológico preliminar de la flora de La Formación El Palmar (Pleistoceno tardío), Entre Ríos, Argentina. Acta Geológica Lilloana 26: 63-74.

Ramos R. S. 2015. Estudios xilológicos en la Formación El Palmar (Pleistoceno Superior), Provincia de Entre Ríos, Argentina. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.

Ramos, R. S., Brea, M. y Kröhling, D. M. 2012. Leños fósiles de la Formación El Palmar (Pleistoceno tardío) en el parque Nacional El Palmar, Entre Ríos, Argentina. Ameghiniana 49: 606-622.

Ramos R. S., Brea M. y Pardo, R. 2014. Fossil wood of *Peltophoroxylon* (Caesalpinoideae) from El Palmar Formation (late Pleistocene), Argentina. IAWA Journal 35 (2): 199-212.

Ramos R. S., Brea M. y Kröhling, D. M. 2015. Primer registro de *Cryptocaryoxylon* Leisman, una Lauraceae de la Formación El Palmar (Pleistoceno tardío), Entre Ríos, Argentina. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", n.s. 17 (1): 59-70.

Redford, K. H., Eisenberg, J. F. 1992. Orden Artiodactyla. Mammals of the Neotropics. The Southern Cone (2), 229-252.

Reig, O. A. 1957. Sobre la posición sistemática de "*Zygolestes...*" con una reconsideración de la edad y correlación del "Mesopotamiense". Holmbergia 5 (12-13).

Ribeiro, A. M., Scherer, C. S. 2009. Mamíferos do Pleistoceno do Rio Grande do Sul, Brasil. In: Ribeiro, A.M.; Bauermann, S.G.; Scherer, C.S. (Org.), Quaternario do Rio Grande do Sul: integrando conhecimientos. Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Paleontología. Monografías da Sociedad Brasileira de Paleontología, pp. 171-192.

Rimoldi, H. 1962. Aprovechamiento del río Uruguay en la zona de Salto Grande. Primeras Jornadas Geológicas Argentinas. Anales 2: 287-310.

Scartascini, G. 1957. Ubicación geoloógica de la selenuta de Entre Rios. Revista Industria Minera 16(1).

Scartascini, G. 1959. El banco calcáreo organógeno de Paraná. Comunicaciones del Museo Argentino de Ciencias Naturales e Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales. Ciencias Geológicas 1 (16): 3-12.

Scherer, C. 2009. Os Camelidae Lamini (Mammalia, Artiodactyla) do Pleistoceno da América do Sul: Aspectos Taxonômicos E Filogenéticos. Tesis doctoral, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Biblioteca Geociências – UFRGS, Luciane Scoto da Silva CRB 10/1883. Porto Alegre.

Scherer, C. S., Pitana, V. G. y Ribeiro, A. M. 2009. Proterotheriidae and Macraucheniidae (Litopterna, Mammalia) from the Pleistocene of Rio Grande Do Sul State, Brazil. Revista Brasilera de Paleontologia 12, 231–246. doi:10.4072/rbp.2009.3.06

Scillato-Yané, G. J., Carlini, A. A.; Tonni, E. P. y Noriega, J. I. 2005. Paleobiogeography of the Late Pleistocene Pampatheres of South America. Journal of South American Earth Sciences 20 (1-2): 131-138.

Shackleton, N. J. 1995. New data on the evolution of the Pliocene climatic variability. En: Vra, E.S. et al. (Ed.), Paleoclimate and Evolution with Emphasis on Human Origins Pp. 242-248. Yale University Press, New Haven/London.

Tonni E. P. 1987. *Stegomastodon platensis* (Mammalia, Probocidea, Gomphotheriidae) y la antigüedad de la Formación El Palmar en el Departamento Colón, Provincia de Entre Ríos, República Argentina. Ameghiniana 2 (3-4): 323-324.

Tonni, E. P. 1992. *Tapirus* Brisson, 1762 (Mammalia, Perissodactyla) en el Lujanense (Pleistoceno Superior-Holoceno Inferior) de la Provincia de Entre Ríos, República Argentina. Ameghiniana 29 (1): 3-8.

Tonni, E. P. 2004. Faunas y clima en el Cuaternario de la Mesopotamia argentina. En: (Ed.) F.G. Aceñolaza, Temas de la biodiversidad del litoral fluvial argentino. Instituto Superior de Correlación Geológica, Miscelánea 12: 31-38.

Tonni, E. P., Fidalgo, F., 1978. Consideraciones sobre los cambios climáticos durante el Pleistoceno tardío-Reciente en la Provincia de Buenos Aires. Aspectos ecológicos y zoogeográficos relacionados. Ameghiniana 15, 235-253.

Tonni, E. P., Cione, A. L. y Figini, A. J. 1999. Predominance of arid climates indicated by mammals in the pampas of Argentina during the late Pleistocene and Holocene, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 147 (3-4): 257-281

Tonni, E. P., Cione, A. L., Figini, A. J., Noriega, J. I., Carlini, A. A., Miquel, S. E. 2001. Extensión del período árido del Holoceno hasta los siglos X a XIII basada en el registro de moluscos terrestres en Entre Ríos (Argentina). XI Congreso Latinoamericano de Geología y III Congreso Uruguayo de Geología. Actas versión electrónica. Montevideo.

Ubilla, M., Perea, D., Rinderknecht, A. y Corona, A. 2009. Pleistocene mammals from Uruguay: biostratigraphic, biogeographic and environmental connotations. In: Ribeiro, A.M., Bauermann, S.G., Scherer, C.S. (Eds.), Quaternario

do Rio Grande do Sul. Integrando conhecimentos. Monografías do sociedade Brasileira de Paleontologia, Porto Alegre, pp. 217-230.

Veroslavsky, G. y Ubilla, M. 2007. A 'snapshot' of the evolution of the Uruguay River (Del Plata Basin): the Salto depositional sequence (Pleistocene, Uruguay, South America). Quaternary Science Reviews 26: 2913-2923.

Vezzosi, R. I. 2008. Nuevos aportes al conocimiento de la diversidad de vertebradosfósiles cuaternarios en la provincia de Santa Fe. LXXIV Reunión de Comunicaciones Científicas de la ACNL. Libro de Resúmenes, p. 16. Santa Fe, Argentina.

Vezzosi, R. I. 2011. Primer registro de Ozotoceros bezoarticus (Linnaeus, 1758) en el pleistoceno del centro de la provincia de Santa Fe, Argentina. En: J. Calvo, J. Porfiri, B. Gonzalez Riga y D. Dos Santos (Eds.), Dinosaurios y paleontología desde América Latina. III Congreso Latinoamericano de Paleonología, 235-245. EDIUNC. Universidad Nacional de Cuyo.

Vucetich, M. G., Vieytes, E. C., Verzi, D. H., Noriega, J. I. y Tonni, E. P. 2005. Unexpected primitive rodents in the Quaternary of Argentina. Journal of South American Earth Sciences 20 (1-2): 57-64.

Zucol, A., Brea, M. y Scopel, A. 2005. First record of fossil wood and phytolith assemblages of the Late Pleistocene in El Palmar Nacional Park (Argentina). Journal of South American Earth Sciences 20: 33-43.

Zucol A. F., Brea M., Lutz, A. y Anzótegui, L. 2004. Aportes al conocimiento de la paleobiodiversidad del Cenozoico superior del Litoral argentino: Estudios paleflorísticos. En: F. G. Aceñolaza (Ed.), Temas de la Biodiversidad del Litoral Fluvial Argentino, publicación especial. INSUGEO, Misceláneas 12: 91-102.

Zucol, A. F., Patterer, N. I., Leiva, H. A., Brea, M. y Passeggi, E. 2016. Caracterización fitolítica de la Formación Arroyo Feliciano (Pleistoceno Superior) en la localidad Paso Duarte, provincia de Entre Ríos, Argentina. APA Publicación Especial, Asociación Paleontológica Argentina 16 (1): 52-63.

Zurita, A. y Ferrero, B. S. 2009. Una nueva especie de *Neuryurus* Ameghino (Mammalia, Glyptodontidae) en el Pleistoceno tardío de la Mesopotamia de Argentina. GEOBIOS 42: 663-673.

Zurita, A. E., Miño-Boilini, A. R, Francia, A., Erra, G., Alcaraz, M. A., Carlini, A. A., Lutz, A. I. y Friedrichs, J. 2014. Paleontología y cronología del Cuaternario de las provincias de Corrientes y Formosa, Argentina. Acta Geológica Lilloana 26 (1): 75-86.

Paleontología y geología del Pleistoceno de la provincia de Corrientes, Argentina

Analía FRANCIA[1], Alfredo E. ZURITA[2]; Oscar ORFEO[2], Ángel R. MIÑO-BOILINI[2], Georgina ERRA[3], Gerardo G. ZACARÍAS[4] Santiago M. RODRÍGUEZ-BUALÓ[2], M. Alejandra ALCARAZ[5], Alicia I. LUTZ[2]

[1] Departamento Científico Paleontología Vertebrados, Museo de La Plata, Universidad Nacional de La Plata, CONICET. Paseo del Bosque s/n, (1900) La Plata, Buenos Aires, Argentina. analiafrancia@yahoo.com.ar

[2] Centro de Ecología Aplicada del Litoral (CECOAL-CONICET) y Universidad Nacional del Nordeste. Ruta 5, km. 2,5, Casilla de Correo 128, (3400) Corrientes, Argentina.

[3] YPF Tecnología S.A (Y-TEC) Geociencias – Lab. Geoquímica. Av. del Petróleo Argentino s/n (e/ 129 y 143), (1923) Berisso. CONICET. Cátedra Paleontología II FCNyM-UNLP.

[4] Museo de Ciencias Naturales "Miguel A. Arra", Mendoza Nº 2, casilla de correo 4400, Salta capital, Argentina. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta (UNSA), sede regional Orán, Rudecindo Alvarado 751 San Ramón de la Nueva Orán, casilla de correo 4530, Salta, Argentina.

[5] Centro de Gestión Ambiental. 18º Distrito-Chaco. Dirección Nacional de Vialidad. Av. Italia 191. Casilla de Correo 3500.

RESUMEN

Palabras clave:
Diversidad
Nordeste
Paleobiogeografía
Paleoambientes
Paleoclima

En las últimas décadas los estudios paleontológicos en la provincia de Corrientes se han visto intensificados, en tanto los vertebrados y en particular los mamíferos, representan la mayoría de los registros del Pleistoceno de la provincia. Hasta el momento todos los fósiles pleistocenos provienen de la Formación Toropí/Yupoí, acotada al Pleistoceno tardío (*ca.* 52 - 36 ka) que incluyen no sólo los vertebrados, sino también fitolitos y termiteros fósiles. Una de las localidades con mayor aporte y potencial fosilífero corresponde al Arroyo Toropí, Departamento Bella Vista. La diversidad registrada para el Pleistoceno tardío de Corrientes incluye la presencia de 33 géneros de vertebrados (3 de reptiles saurópsida y 30 de mamíferos). La evaluación de la representatividad relativa de cada grupo trófico y la estimación del rango de masa corporal dominante en la asociación de mamíferos registrados permitieron definir que: a) la representación de formas herbívoras es la dominante; b) hay una escasa proporción de micromamíferos (seguramente por problemas tafonómicos); c) son dominantes los mamíferos medianos, seguidos por una proporción similar de pequeños mamíferos y, por último, los megamamíferos. La paleofauna extraída de sedimentos de la Formación Toropí/Yupoí se caracteriza por la marcada influencia de taxones con requerimientos de ambientes tropicales-subtropicales, junto a

algunos representados en la fauna típica del Lujanense de la región Pampeana. A esto se suman taxones que han desaparecido del registro actual en el territorio de la provincia de Corrientes (e incluso que viven en áreas geográficas distantes). La evidencia proveniente del análisis fitolítico permite inferir el predominio de un clima templado-cálido con el desarrollo de ambientes abiertos/semiabiertos dominados por gramíneas.

ABSTRACT

Keywords:
Diversity
Northeast
Paleobiogeography
Paleoenvironment
Paleoclimatology

“Paleontology and chronology of the Pleistocene from the Corrientes province, Argentina”. *I*n the last decades the paleontological studies in the province of Corrientes have been increased. In this sense, Pleistocene vertebrates, particularly mammals, represent most of the records. Until now Pleistocene fossils come from the Toropí/Yupoí Formation, bounded to the late Pleistocene (*ca.* 52-36 ka), which includes not only vertebrates, but also phytoliths and fossil termites nests. One of the most fossiliferous localities corresponds to Arroyo Toropí. The diversity recorded for the Pleistocene of Corrientes includes the presence of 33 genera of vertebrates that include 3 reptiles sauropsida and 30 mammals. The evaluation of the relative representation of each trophic group and the estimation of the dominant body mass among the recognized mammals allowed to establish that: a) the representation of herbivorous taxons is dominant; a minor proportion of micromammals (surely related to tafonomic bias); b) the medium-sized mammals are dominant in the assemblage, followed by a similar proportion of small-sized mammals, and lastly by the mega-mammals. This paleofauna collected from sediments of Toropí/Yupoí Formation is characterized by a main influence of tropical-subtropical taxa, together with some taxa typical of the Lujanian of the Pampean region, adding also the presence of taxa that are currently absent in the Corrientes province (and even living in geographically distant areas). The evidence from the phytolithic analysis allows inferring the predominance of a warm-temperate climate with the development of open/semi-open environments dominated by grasses.

INTRODUCCIÓN

El territorio de la actual Provincia de Corrientes (Argentina) se incluye en la provincia geológica Mesopotamia (Gentili y Rimoldi, 1979) (Figura 1), modelado principalmente por la acción de grandes ríos en un ambiente tropical a subtropical (sabanas, selvas y humedales) (Iriondo, 2010).

En el marco de los estudios paleontológicos en la provincia de Corrientes, las primeras contribuciones corresponden a Podestá (1899), con el reconocimiento del Notoungulata (Mammalia) Mesotheriidae *Ameghinotherium curuzucuatiense*, proveniente de la localidad de Curuzú Cuatiá (Departamento Curuzú Cuatiá) de niveles

que actualmente están referidos a la Formación Fray Bentos, de edad Oligocena (Álvarez, 1978; Bond *et al*., 1998; Herbst y Santa Cruz, 1999; Reguero *et al*., 2003). Posteriormente, deben mencionarse las contribuciones referidas al Pleistoceno. Entre ellas cabe destacar la de Gez (1915, 1919) vinculadas a la presencia de "*Mastodon platensis*" (Proboscidea Gomphotheriidae); de igual modo, Carlos Ameghino (1917) nominó dos nuevas especies de *Toxodon*, *T. aguirrei* y *T. gezi*, que formalmente fueron descriptas por él en Gez (1919). Todos estos materiales fueron exhumados de la localidad de Santa Lucía (Departamento Lavalle).

A partir de la década de 1970 se iniciaron los estudios paleontológicos en forma constante a partir de restos recuperados en la provincia, principalmente referidos a las asociaciones de vertebrados del Pleistoceno (ver, entre otros, Herbst y Álvarez,

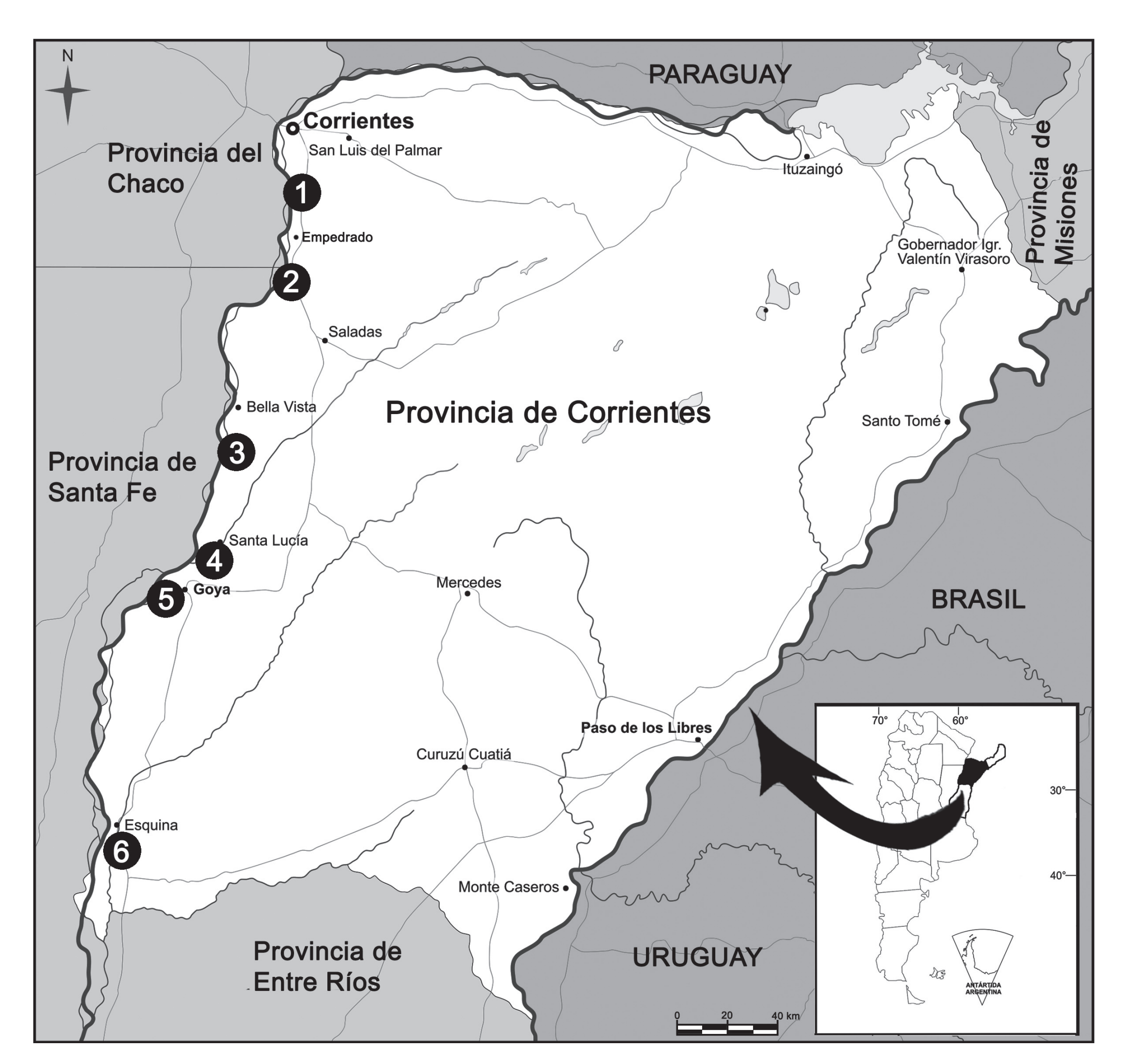


Figura 1. Mapa de la provincia de Corrientes, incluida en la provincia geológica Mesopotamia. Los números indican las localidades fosilíferas en el mencionado territorio de la actual provincia: **1.** Riachuelo (27°362 S - 58°452 O), Departamento Corrientes Capital; **2.** Empedrado (27°562 553 S - 58° 472 483 O), Departamento Empedrado; **3.** Bella Vista (28°302 273 S - 59°022 433 O), Departamento Bella Vista; **4.** Santa Lucía (28º59'10" S - 59º06'2" O), Departamento Lavalle; **5.** Lavalle (29º01'69" S - 59º10'71" O), Departamento Lavalle; **6.** Esquina (30°002 523 S - 59°312 453 O), Departamento Esquina.

1972; Álvarez, 1974). Con una interrupción de aproximadamente dos décadas (1980 y 1990), los estudios paleontológicos volvieron a intensificarse desde finales de 1990 hasta la actualidad, especialmente con los aportes de Scillato-Yané *et al.* (1998), Zurita y Lutz (2002), Alcaraz y Carlini (2003), Carlini *et al.* (2004, 2008), Gasparini y Zurita (2005), Albino y Carlini (2008), Tonni (2004, 2009), Miño-Boilini *et al.* (2006, 2012), Francia *et al.* (2012a, 2015), Alcaraz y Francia (2013), Zacarías *et al.* (2013, 2014), entre otros.

En este marco, la localidad con mayor aporte y potencial fosilífero corresponde al Arroyo Toropí (28°34' S - 59°03' O; 28°35' S - 59°02' O; 28°36' S - 59°03' O), ubicada a 10 km al sur de la ciudad de Bella Vista (Departamento Bella Vista), dado que al momento más del 80% de los fósiles pleistocenos de la provincia de Corrientes provienen de esta localidad (ver Francia, 2014). En esta aflora la Formación Toropí/Yupoí, que presenta una extensa distribución en la provincia, especialmente sobre los márgenes del Río Paraná (Herbst y Santa Cruz, 1999). Sumado a esto, restos de vertebrados pleistocenos han sido hallados en otras localidades (e.g. Riachuelo, Empedrado, Lavalle y Santa Lucía) (Herbst y Santa Cruz, 1999) (Figura 1).

Es de destacar que los vertebrados, y en particular los mamíferos, representan la mayoría de los registros paleontológicos del Pleistoceno de la provincia de Corrientes, en tanto que los aportes paleobotánicos están prácticamente limitados a las contribuciones de Lutz y Gallego (2001) y los estudios fitolíticos llevados a cabo por Erra *et al.* (2013). Por último, recientemente Erra *et al.* (2016) dieron a conocer el primer registro de termiteros fósiles para el Pleistoceno tardío de la región Mesopotámica.

El principal objetivo de esta contribución es presentar una síntesis del conocimiento paleontológico, paleoambiental y geológico del Pleistoceno de la provincia de Corrientes.

GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA

El estudio de los depósitos pleistocenos de la provincia de Corrientes puede abordarse considerando separadamente las cuencas de los ríos Uruguay y Paraná, lo que facilita la interpretación de la historia evolutiva y de las particularidades de las formaciones geológicas reconocidas en dicho territorio. La cuenca del Uruguay se restringe a una faja elongada en sentido Norte-Sur que ocupa todo el territorio provincial al Este de los Esteros del Iberá. El resto del área de la provincia de Corrientes corresponde a la cuenca del Río Paraná (Figura 1). La divisoria entre ambas cuencas hidrográficas coincide con la Línea de Fractura Ituzaingó - La Paz (Iriondo, 1987), que genera una zona elevada y otra deprimida respectivamente hacia el Este y el Oeste del mencionado lineamiento estructural (Orfeo y Neiff, 2008).

Depósitos pleistocenos aflorantes en el sector correntino de la cuenca del Río Uruguay

Aun sin rango formacional formal, se reconoce en la base del Pleistoceno (y quizás parte del Plioceno) una costra ferruginosa originada por meteorización profunda de basaltos bajo un clima de sabana. Se trata de depósitos de color ocre rojizo o amarillento con estructura vesicular, friables en húmedo. Los afloramientos más representativos de esta costra están localizados en el extremo Noreste de Corrientes (Iriondo y Kröhling, 2008).

La Formación Hernandarias (Iriondo, 1980) representa un antiguo barreal depositado por el río Uruguay durante el Pleistoceno temprano, en ambiente definidamente árido con una precipitación media estimada en < 300 mm/año. Es un limo arcilloso, palustre, de color gris con variaciones al marrón grisáceo y oliva. Aflora al sureste de la provincia de Corrientes con una potencia estimada entre 6 y 7 metros. Contiene una facie loéssica discontinua y de espesor variable compuesta por limo arcilloso castaño claro, con abundantes concreciones de carbonato de calcio.

Debido a la ausencia de depósitos sedimentarios, el Pleistoceno medio en la cuenca del Río Uruguay es interpretado como un prolongado período de erosión generalizada (Iriondo y Kröhling, 2008) de unos 700.000 años de duración.

Durante el Pleistoceno tardío se depositó en Corrientes la Formación El Palmar (Iriondo, 1980), asignable al Estadio Isotópico 5a (Iriondo y Kröhling, 2008). Esta unidad está compuesta básicamente por material procedente del Río Uruguay, constituido por arenas de cauce de alta energía de 3 a 12 m de espesor, que incluyen grandes lentes de grava y cantos rodados de composición silícea. Se presenta con color amarillo rojizo o castaño rojizo a rojo. En esta unidad también se reconocen facies arenosas de inundación y de albardón desarrolladas en ambiente selvático (> 2.000 mm/año de precipitación media), configurando un complejo fluvial de llanura.

La Formación Oberá (Iriondo *et al.*, 1997) está compuesta por materiales finos (tamaño medio generalmente limo) de color rojo, ocre rojizo o amarillento, que cubre en forma de manto el paisaje de suaves colinas con sustrato basáltico del extremo noreste de Corrientes. Se trata de un tipo nuevo de sedimento de origen eólico definido como "loess tropical" (Iriondo y Kröhling, 1997) de edad Pleistoceno tardío, depositado en forma de suspensión eólica sobre ambiente de sabana (> 1000 mm/año de precipitación media estimada), con espesores típicos entre 2 m y 6 m. La deflación se produjo durante un período relativamente seco y frío del Pleistoceno conocido como Último Máximo Glacial (Estadio Isotópico 2).

Debido a movimientos de remoción en masa del tipo de los flujos de barro que afectaron a los sedimentos de la Formación Oberá, éstos se mezclaron con escasas proporciones de sedimentos gruesos de cauce durante períodos de lluvias extraordinarias, generando la Formación Yapeyú (Iriondo, 1996). Esta formación es un cuerpo geológico de unos 5 m de espesor en su perfil tipo, con características tixotrópicas que permitieron el desplazamiento de fluidos de alta densidad en pendientes relativamente suaves, con materiales gruesos en suspensión. Su origen

fue inmediatamente posterior a la depositación de la Formación Oberá, durante el Estadio Isotópico 2.

El Pleistoceno tardío del sector oriental de la provincia de Corrientes culmina con la Formación Tapebicuá (Iriondo y Kröhling, 2008), compuesta por depósitos palustres y aluviales de color amarillo oliva con variaciones difusas al gris, que se extienden desde Santo Tomé hasta el límite con la provincia de Entre Ríos, con un espesor de unos 3,5 m en su perfil tipo. Contiene una facie de canal de alta energía con posterior evolución a palustre tropical (precipitación media estimada en 900 mm/año). Debido a su dominante composición silícea y a la presencia de caolonita en la fracción arcilla, los materiales que componen esta formación son atribuidos al aporte del río Paraná como consecuencia de una migración importante, en épocas más recientes que las estimadas hasta ahora (Iriondo, 2004).

Depósitos pleistocenos aflorantes en el sector correntino de la cuenca del río Paraná

En este sector de la provincia de Corrientes afloran los depósitos correspondientes a la Formación Ituzaingó (De Alba, 1953). Se trata una importante faja de acumulación fluvial asociada a la evolución geológica del actual río Paraná (Franco *et al.*, 2013). Su edad es tiempo-transgresiva ya que comenzó a depositarse en el Mioceno tardío-Plioceno, continuando durante todo el Pleistoceno hasta la actualidad (Iriondo, 2010). Está integrada por arenas y areniscas friables, de grano fino hasta grueso, con clastos bien redondeados de coloración variable entre amarillo y pardo rojizo, y escasos niveles conglomerádicos. Su grado de diagenización, pobre en general, está relacionado con la abundancia de cementos ferruginosos. El espesor es bastante variable (comúnmente entre 80 a 90 m), disminuyendo hacia el sur (Herbst y Santa Cruz, 1985). El análisis arquitectural de la Formación Ituzaingó permitió reconstruir un modelo fluvial de escurrimiento típicamente entrelazado (Anis *et al.*, 2005) semejante al del río Paraná actual (Orfeo y Stevaux, 2002), que se caracteriza por la presencia de numerosas islas de arena en un canal fluvial ancho, relativamente poco profundo y de baja sinuosidad. Ello revela una adecuada oferta de lluvia y sedimentos desde la alta cuenca en el marco de los cambios climáticos globales del Cuaternario, para sostener en el tiempo dicho modelo de escurrimiento. Además se deduce una considerable estabilidad de la pendiente regional, a pesar de los movimientos tectónicos que determinaron la migración lateral del cauce (Orfeo, 2005).

Superpuesta a la Formación Ituzaingó se encuentra la Formación Toropí/Yupoí (Herbst y Santa Cruz, 1985; Iriondo 2010) (Figura 2), compuesta por sedimentos claros de color gris a verde grisáceo con distintas proporciones de limo, arcilla plástica y arena fina muy bien seleccionada. La fracción arena es fundamentalmente cuarzosa con escasa proporción de feldespato potásico y minerales pesados que presentan una asociación mineralógica semejante a la homóloga de la Formación Ituzaingó (Iriondo, 1973). Se trata de un relleno de características palustres acumulado en fajas fluviales abandonadas por el río Paraná, que aflora típicamente en las barrancas correntinas de dicho río, y de otros tributarios de la región. La

edad de estos depósitos, con un espesor típico entre 2 m y 4 m, ha sido motivo de controversia. Inicialmente, el Miembro inferior fue asignado al Piso Ensenadense (Pleistoceno temprano) y el superior al Lujanense *s. l.* (Pleistoceno medio-Holoceno temprano) (Álvarez, 1974). Posteriormente, otros autores (Iriondo, 1996, 1998) propusieron para toda la secuencia una antigüedad correspondiente al Pleistoceno medio, en tanto que Scillato-Yané *et al.* (1998) sugirieron una antigüedad asignable al Piso/Edad Lujanense *s.l.* (*sensu* Cione y Tonni, 1995). Recientemente, Iriondo (2010) reconoció, a base de las similitudes mineralógicas, la existencia de una sola unidad formacional (Formación Toropí/Yupoí) al tiempo que este autor interpretó que estos depósitos corresponden a un relleno de ambiente de humedal acumulado en fajas abandonadas del río Paraná.

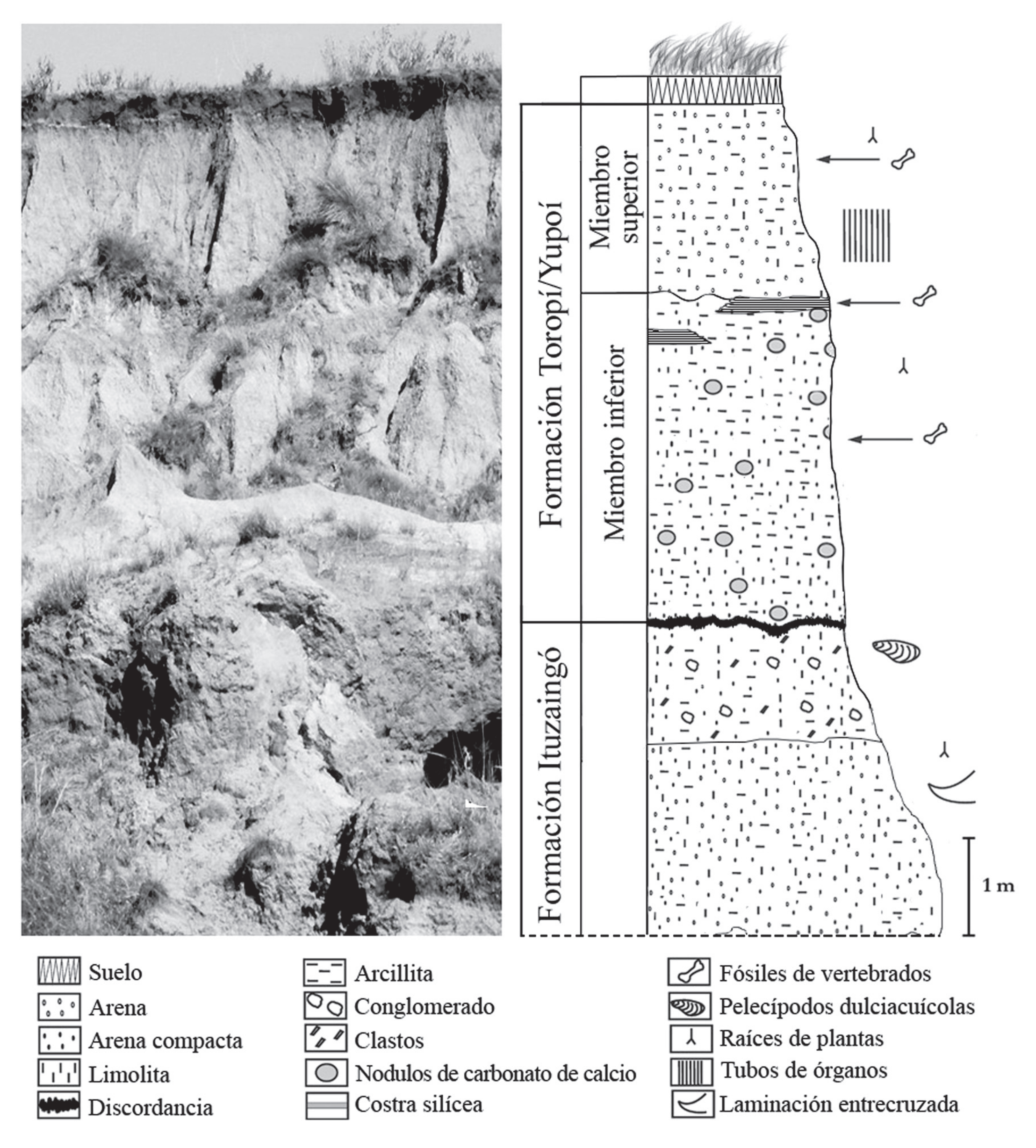


Figura 2. Perfil estratigráfico generalizado de la Formación Toropí/Yupoí y Formación Ituzaingó elaborado a partir de las descripciones litológicas de Herbst (1971) e Iriondo (2010) (modificado de Zacarías *et al.*, 2013).

Desde un punto de vista geo-cronológico, los fechados absolutos (OSL) permitieron acotar la antigüedad de la Formación Toropí/Yupoí sin dudas al Pleistoceno tardío, arrojando edades de entre *ca.* 52 - 36 ka, correlacionables con el MIS 3 (Tonni *et al.*, 2005; Francia *et al.*, 2012b, 2015) o bien entre *ca.* 98.4 - 131.6 ka, asignables al MIS 5 (ver Francia, 2014; Francia *et al.*, 2012b, 2015).

PALEONTOLOGÍA

Hasta el momento, la gran mayoría de los fósiles pleistocenos exhumados en la provincia provienen de la Formación Toropí/Yupoí, particularmente del área del Arroyo Toropí.

La diversidad de vertebrados registrada para el Pleistoceno de Corrientes incluye la presencia de 33 géneros, con al menos 38 especies (35 de mamíferos y 3 de reptiles saurópsida) (ver Figura 3 y 4). En su mayoría corresponden a mamíferos, excepto 3 que son de reptiles, constituyendo en algunos casos registros novedosos y variaciones en la distribución de taxones con representantes en la actualidad. En este sentido, resulta evidente que los Xenarthra, en particular los Cingulata, y entre los Artiodactyla, los Cervidae, son los grupos más diversos y con mayor frecuencia de hallazgo.

Los taxones presentes a nivel específico son los siguientes, entre los cuales aquellos que no se puede confirmar su pertenencia a una especie de forma inequívoca son indicados como *Género* sp., y no son contabilizados como especies diferentes, por lo que el número de 38 especies registradas es el mínimo.

Mammalia

Notoungulata: *Toxodon* sp., *T. platensis*, *T. gracilis* (Toxodontidae); Litopterna: *Neolicaphrium recens* (Proteroteriidae), *Macrauchenia* cf. *M. patachonica* (Macraucheniidae); Xenarthra: *Propraopus sulcatus*, *Chaetophractus villosus*, *Euphractus* aff. *E. sexcinctus* (Dasypodidae), *Holmesina paulacoutoi*, *Pampatherium typum*, *Pampatherium* sp. (Pampatheriidae), *Panochthus tuberculatus*, *Panochthus* cf. *P. tuberculatus*, *Panochthus* sp., *Glyptodon reticulates*, *Glyptodon* sp., *Neosclerocalyptus paskoensis*, *Neosclerocalyptus* cf. *N. paskoensis*, *Neosclerocalyptus* sp. (Glyptodontidae), *Lestodon* cf. *L. armatus*, *Lestodon* sp. (Mylodontinae), *Catonyx tarijensis*, *Catonyx* sp., *Scelidotherium* sp. (Scelidotheriinae), *Megatherium* sp. (Megatheriidae); Rodentia: *Galea* aff. *G. tixiensis*, *Dolichotis patagonum*, Myocastoridae *Myocastor* cf. *M. coypus* (Caviidae); Proboscidea: *Notiomastodon platensis* (Gomphotheriidae); Artiodactyla: *Hemiauchenia paradoxa* (Camelidae), *Tayassu pecari*, *Tayassu* sp. (Tayassuidae), *Antifer ultra*, *A. ensenadensis*, *Morenelaphus lujanensis*, *Morenelaphus* sp., *Hippocamelus sulcatus*, cf. *Mazama* sp. (Cervidae); Perissodactyla: *Tapirus* sp. (Tapiridae), *Equus* (*Amerhippus*) cf. *E. (A.) neogeus*, *Hippidion* sp. (Equiidae); Carnivora: *Smilodon populator*, *Panthera onca* (Felidae), Canidae indet.

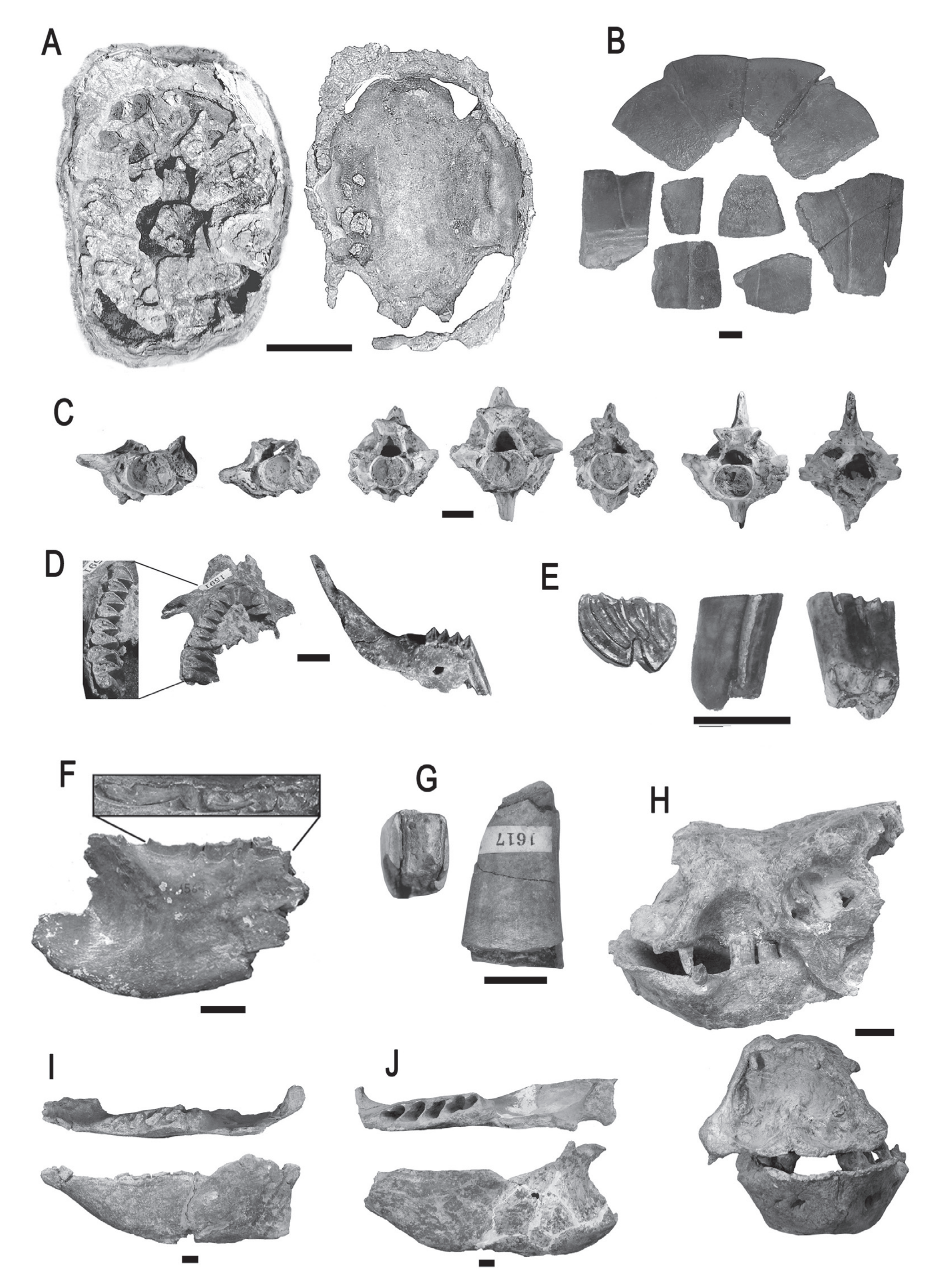


Figura 3. Testudines: A) *Chelonoidis lutzae* CTES-PZ 7391: caparazón con placas costales y neurales desarticuladas, y plastrón (escala 150 mm); B) *Trachemys* cf. *dorbigni* CTES-PZ 7470: placas (escala 10 mm). Serpentes: C) *Boa constrictor* CTES-PZ 7351: vértebras troncales anteriores, medias y posteriores (escala 5 mm). Rodentia: D) *Dolichotis patagonum* CTES-PZ 1591: paladar incompleto y hemimandíbula izquierda (escala 10 mm); *Myocastor* cf. *M. coypus* CTES-PZ 7594: m2 izquierdo (escala 10 mm). F) Notoungulata: *Toxodon platensis* CTES-PZ 1564: fragmento de hemimandibula derecha con restos de la serie dentaria (en detalle) (escala 5 cm). Xenarthra: G) *Megatherium* sp. CTE-SPZ 1617: m1 de un individuo juvenil (escala 10 mm); H) *Lestodon* cf. *L. armatus* CTES-PZ 7330: cráneo y mandíbula incompletos (en vista lateral y frontal) (escala 5 cm); I) *Scelidotherium* sp. CTES-PZ 7444: hemimandíbula izquierda (en vista oclusal y lateral) (escala 2 cm); J) *Catonyx* sp. CTES-PZ 7445: hemimandíbula izquierda (en vista oclusal y lateral) (escala 2 cm).

Reptilia

Testudines: *Chelonoidis lutzae*, cf. *Chelonoidis* sp. (Testudinidae); *Trachemys* cf. *dorbigni* (Emydidae); Serpentes: *Boa constrictor* (Boidae).

La evaluación de la representatividad relativa de cada grupo trófico en la asociación de mamíferos exhumados en la Formación Toropi/Yupoí ha permitido establecer que la representación de formas herbívoras es la dominante, y que el número de especies herbívoras/pastadoras en relación a las herbívoras/ramoneadoras es similar. Por otro lado, la estimación del rango de masa corporal dominante entre los taxones presentes muestra una escasa proporción de micromamíferos (<1 kg) (que seguramente esté sesgado por cuestiones tafonómicas), siendo los dominantes del ensamble los mamíferos medianos (con masas corporales de entre 44 kg-1.000 kg), seguidos por una proporción similar de pequeños mamíferos (con masas corporales de entre 1 kg-44 kg), y por último los mega mamíferos, con masas corporales de más de 1.000 kg.

PALEOAMBIENTES Y PALEOCLIMAS

Desde una perspectiva paleoambiental y paleoclimática resulta interesante, en la diversidad reconocida, la presencia de un núcleo de taxones pampeano-patagónicos, en asociación con los mayoritarios taxones de afinidades tropicales-subtropicales. Comparativamente, las diferencias composicionales entre el Lujanense (Pleistoceno tardío) típico de la provincia de Buenos Aires y la asociación de vertebrados pleistocenos de la provincia de Corrientes evidencian el desarrollo de un contexto climático, al menos en parte, diferente.

Debe agregarse además que en la fauna que proviene de sedimentos de la Formación Toropí/Yupoí se han identificado tanto la presencia de taxones con representantes vivientes que han desaparecido del registro actual en la provincia (*Galea* spp., *Dolichotis patagonum*, *Chaetophractus villosus*, *Boa constrictor*, *Panthera onca*), como de aquellos que se distribuyen en áreas geográficas muy diferentes (e.g. *Euphractus sexcinctus* y *Tayassu pecari* vs. *Dolichotis patagonum*).

La presencia de taxones con requerimientos ecológicos diferentes (e.g. *C. villosus* vs. *Holmesina paulacoutoi*; *Pampatherium typum* vs. *Holmesina paulacoutoi*), probablemente se deba a la alternancia repetida de eventos fríos y secos con otros más cortos cálidos y húmedos, que favorecieron localmente la vinculación alternativa del área en ciertos momentos con ambientes característicos de la Llanura Pampeano-Patagónica y, en otros, con los de regiones tropicales. Dicha alternancia es compatible con la situación ampliamente aceptada para el Cuaternario y, en particular, para el Pleistoceno tardío del sur de América de Sur (Zurita y Lutz, 2002; Carlini *et al.*, 2004, 2008; Ubilla *et al.*, 2004).

A su vez, la presencia de tortugas terrestres gigantes (*Chelonoidis lutzae* y *Chelonoidis* sp.) y de tortugas dulceacuícolas (*Trachemys* cf. *dorbigni*) permiten inferir con-

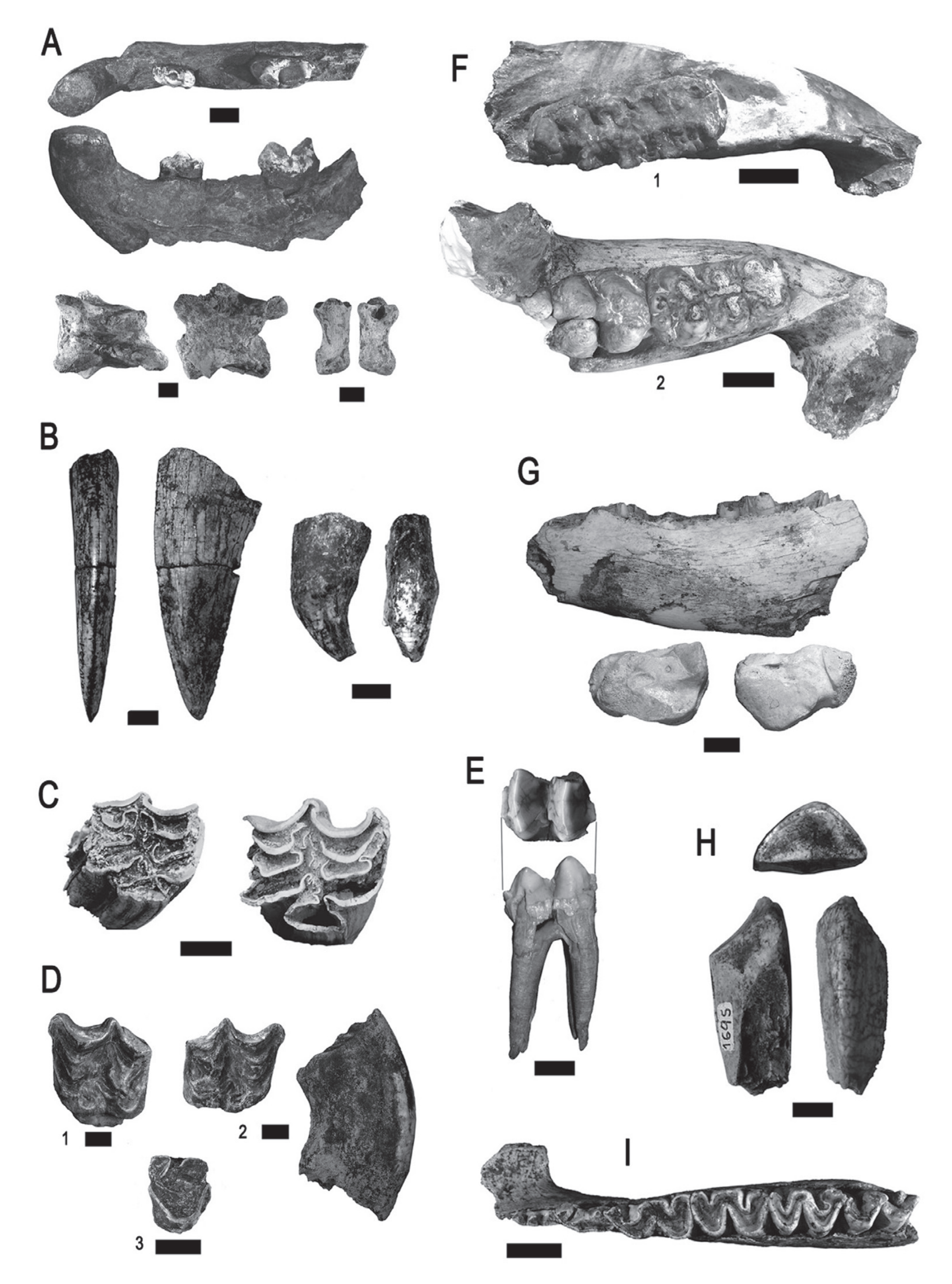


Figura 4. Carnivora: A, *Panthera onca* CTES-PZ 1694: hemimandíbula izquierda (vista lateral y oclusal), vértebra lumbar y falange II (escala10 mm); B, *Smilodon populator* MLP 76-IV-23-1: fragmento medio-apical de canino superior derecho e incisivo superior derecho (escala 10 mm). Perissodactila: C, *Equus* (*Amerhippus*) cf. *E. (A.) neogeus* CTES-PZ 1598 (escala 10 mm); D, *Hippidion* sp.: 1, CTE-PZ 7538: P3 izquierdo (vista oclusal); 2, CTES-PZ 7623: P3 derecho (vista oclusal y lateral) y 3, CTES-PZ 7624: fragmento distal de p2 izquierdo (vista oclusal) (escala 10 mm); E, *Tapirus* sp. CTE-PZ 7531: m1 derecho (vista oclusal y lateral) (escala 10 mm). Proboscidea: F, *Notiomastodon platensis*: 1, CTES-PZ 1686: hemimandíbula izquierda (escala 5 cm) y 2, CTE-PZ 7472: hemimandíbula izquierda (escala 5 cm). Notoungulata: G, *Hemiauchenia paradoxa* CTES-PZ 7592: hemimandíbula izquierda incompleta y CTES-PZ 7593: cuboides derecho (escala 10 mm). Litopterna: H, *Macrauchenia* cf. *M. patachonica* CTES-PZ 1695: incisivo superior (vista oclusal y vistas laterales) (escala 10 mm); I, *Neolicaphium recens* CTES-PZ 1604: hemimandíbula izquierda incompleta (vista oclusal) (escala 10 mm).

diciones cálidas y húmedas para el Pleistoceno tardío de la provincia de Corrientes (Zacarías *et al.*, 2014).

En concordancia con esto último, Erra *et al.* (2013) han dado a conocer un análisis fitolítico de muestras tomadas en perfiles de la Formación Toropí/Yupoí (en las exposiciones del Arroyo Toropí, Departamento Bella Vista) en el que se observa el predominio de fitolitos de angiospermas monocotiledóneas herbáceas (gramíneas), sin diferencias significativas a lo largo de toda la secuencia. Estos autores postularon, además, que en toda la secuencia probablemente predominó un clima templado-cálido con el desarrollo de ecosistemas dominados por gramíneas, más específicamente pastizales de tipo mesotérmico (*sensu* Burkart, 1975). Por otro lado, una abundancia baja de fitolitos de palmeras, la presencia de diatomeas y espículas de esponjas, sugieren el desarrollo de un hábitat cercano a un cuerpo agua; además una baja abundancia de morfotipos indicativos de leñosas y angiospermas herbáceas dicotiledóneas indicarían que la vegetación habría incluido también algunos árboles o arbustos. Además, Lutz y Gallego (2001) han dado a conocer un registro paleoflorístico que comprende impresiones foliares de tallos y ramas con nudos y entrenudos, de indudables afinidades con el género actual *Equisetum* sp. hallados en la localidad de Empedrado, en la base de la Formación Toropí/Yupoí. El registro de estos restos vegetales indican la presencia de una paleocomunidad herbácea típicamente fluvial costera (Zucol *et al.* 2004). Esta reconstrucción climática y la presencia de gramíneas como elementos dominantes, sumado a una abundancia baja de palmeras, árboles o arbustos, en cercanía de un cuerpo de agua estable, es consistente con las interpretaciones paleoambientales basados en los registros paleofaunísticos para los mismos sedimentos.

Desde otra perspectiva, la presencia de nidiûcaciones de insectos sociales atribuibles a miembros de la Familia Termitidae en los alrededores del Arroyo Toropí (Departamento Bella Vista), en la zona de contacto entre las arenas de la Formación Ituzaingó (Mioceno tardío-Plioceno) y la base del Miembro inferior de la Formación Toropí/Yupoí sugiere la existencia de suelos bien desarrollados, con abundante vegetación graminosa y condiciones húmedas y cálidas con estacionalidad marcada (Erra *et al.*, 2016).

CONCLUSIONES

A pesar de la gran cantidad de unidades geológicas asignables al Pleistoceno en la provincia de Corrientes, tanto en el sector oriental como en el occidental, todos los registros de vertebrados provienen de la Formación Toropí/Yupoí, correspondiente al Pleistoceno tardío (MIS 3, ca. 52-36 ka). Estos constituyen un ensamble paleofaunístico particular y muy diverso, con al menos 38 especies registradas. Los mamíferos son el grupo mejor representado, en tanto que los registros de reptiles sauropsida son comparativamente más escasos pero relevantes. En este ensamble, la representación de formas con un hábito trófico herbívoro es el dominante y la relación entre los herbívoros/pastadores es similar a la de ramoneadores. A su vez, los mamíferos de tamaño mediano (con masas corporales de entre 44 kg a 1000

kg) son las formas dominantes, siendo los Xenarthra Cingulata y los Artiodactyla Cervidae los clados de mayor frecuencia de registros.

Esta asociación faunística se caracteriza por una marcada influencia de fauna tropical-intertropical, junto con algunos taxones representantes en la fauna típica del Lujanense en la Región Pampeana, a lo que debe sumarse la presencia de taxones representados en la actualidad y que no incluyen a la provincia de Corrientes en su área de distribución (e.g. *Galea*, *Dolichotis patagonum*, *Chaetophractus villosus*, *Boa constrictor*, *Panthera onca*) o que incluso viven en áreas geográficas distantes (e.g. *Dolichotis patagonum* y *Panthera onca*). Respecto a los reptiles sauropsida, su presencia permite inferir condiciones sub-tropicales a tropicales posiblemente con ambientes del tipo abiertos con abundancia de sistemas de lagunas y parches de bosques que son propicios para albergar reptiles de gran porte.

En este sentido, se evidencia el posible desarrollo de un escenario dinámico y propio de zonas ecotonales afectadas fácilmente por el cambio de variables paleoclimáticas relevantes. Desde un punto de vista paleoambiental y paleoclimático, el registro paleofaunístico, junto a la evidencia proveniente del análisis fitolítico y paleobotánico, permite inferir el predominio de un clima templado-cálido con el desarrollo de ambientes abiertos/semiabiertos dominados por gramíneas, más específicamente pastizales de tipo mesotérmico, con abundancia de palmeras, árboles o arbustos en cercanías de cuerpos de aguas lénticos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores deseamos expresar nuestro agradecimiento a los Editores del presente volumen por la invitación realizada, a A. A. Carlini por la lectura crítica y los valiosos comentarios del manuscrito, al revisor D. Perea por sus comentarios que permitieron mejorar este trabajo. Asimismo, queremos dedicar esta contribución a la memoria de la Dra. Alicia I. Lutz, pionera en el estudio de la fauna pleistocena de la Provincia de Corrientes.

BIBLIOGRAFÍA

Alcaraz, M. A. y Carlini, A. A. 2003. Los cérvidos de las formaciones Toropí y Yupoí (Pleistoceno medio-tardío) de la provincia de Corrientes, Argentina. XIX Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Libro de resúmenes: 6, La Plata.

Alcaraz, M. A. y Francia, A. 2013. Diversidad de Cervidae (Mammalia, Artiodactyla) en el Pleistoceno de la Provincia de Corrientes, Argentina. Revista Brasileira de Paleontología 16: 157-166.

Albino, A. y Carlini, A. A. 2008. First record of *Boa constrictor* (Serpentes, Boidae) in the Quaternary of South America. Journal of Herpetology 42: 82-88.

Álvarez B. B. 1974. Los mamíferos fósiles del Cuaternario del Arroyo Toropí, Corrientes, Ameghiniana 11: 295-311.

Álvarez, B. B. 1978. Noticias sobre una fauna de la Formación Fray Bentos (Oligoceno Inferior), Corrientes, Argentina, FACENA 2: 253-258.

Anis, K., Georgieff, S., Rizo, G., y Orfeo, O. 2005. Arquitectura de la Formación Ituzaingó (Plioceno), una comparación con los depósitos del río Paraná, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 147-154, La Plata.

Bond, M., López, G., Reguero, M. A., Scillato-Yane, G. J., Vucetich, M. G. 1998. Los Mamíferos de la Formación Fray Bentos (Edad Mamífero Deseadense, Oligoceno Superior?) de las provincias de Corrientes y Entre Ríos, Argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación especial 5: 41-50.

Burkart, A. 1975. Evolution of grasses and grasslands in South America. Taxon 24: 53-66.

Carlini, A. A., Zurita, A. E., Gasparini, G. M. y Noriega, J. I., 2004. Los mamíferos del Pleistoceno de la Mesopotamia argentina y su relación tanto con aquéllos del Centro Norte de la Argentina, Paraguay y Sur de Bolivia, como con los del Sur de Brasil y Oeste de Uruguay: Paleobiogeografía y Paleoambientes. INSUGEO, Miscelánea 12: 83-90.

Carlini, A. A., Zurita, A. E. y Miño Boilini, A. R. 2008. Reseña paleobiogeográfica de los Xenarthra (Mammalia) del Pleistoceno tardío de la región mesopotámica (Argentina). INSUGEO, Miscelánea 17: 259-270.

Cione, A. L. y Tonni, E. P. 1995. Bioestratigrafía y cronología del Cenozoico superior de la región pampeana. En: Alberdi, M. T. Leone G. y Tonni E. P. (Eds.), Evolución climática y biológica de los últimos 5 millones de años. 12: 47-74. Monografías del Museo Nacional de Madrid.

De Alba, E. 1953. Geología del Alto Paraná, en relación con los trabajos de derrocamiento entre Ituzaingó y Posadas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 8: 129-161.

Erra, G., Osterrieth, M., Zurita, A. E., Francia, A. y Carlini, A. A. 2013. Paleoenvironment of the Toropí Formation (Upper Pleistocene), Corrientes province (Mesopotamian Region, Argentina): A Phytolith Approach. Quaternary International 287: 72-87.

Erra, G., M., Osterrieth, M., Zurita, A. E., Lutz, A. I., Laffont, E., Coronel, J. M. y Francia, A. 2016. Primer registro de termiteros fósiles para el Pleistoceno tardío de la región Mesopotámica (Argentina): Implicancias paleoambientales. Acta Biológica Colombiana 21 (1): 63-72.

Francia, A. 2014. Vertebrados cuaternarios de Corrientes, paleoambientes, paleoclimas y diversidad. Un análisis comparativo con faunas continentales equivalentes del Cono Sur de América del Sur. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y Agrimensura, Universidad Nacional del Nordeste, 369 pp. Corrientes.

Francia, A., Carlini, A. A., Zurita, A. E. y Verzi, D. H. 2012a. *Galea* (Rodentia, Caviidae) the late Pleistocene of Corrientes Province (Argentina): taxonomic and paleobiogeographic implications. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen 266: 173-184.

Francia, A., Carlini, A. A., Zurita, A. E., Miño-Boilini, A. R. y Kruck, W. 2012b. Cronología de las unidades litoestratigráficas aflorantes en el Arroyo Toropí,

Provincia de Corrientes, y los registros paleofaunísticos. http://www.unne.edu.ar/unnevieja/investigacion/com2012/CB-033.pdf. Accedido el 29/09/2017.

Francia A., Zurita, A. E. y Carlini, A. A. 2015. How Marine Isotope Stage 3 (MIS3) is reflected in northern Mesopotamia faunal assemblage of Argentina: The Xenarthra Cingulata case. Quaternary International 377: 126-139.

Franco, M. J., Brea, M., Orfeo, O. y Zucol, A. F. 2013. La Paleoflora de la Formación Ituzaingó, Argentina. En: Brandoni. D. y Noriega, J. (Eds), El Neógeno de la Mesopotamia argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14, 41-55.

Gasparini, G. M. y Zurita, A. E. 2005. Primer registro fósil de *Tayassu pecari* (Link) (Mammalia, Artiodactyla) en la Argentina. Ameghiniana 42: 473-480.

Gentili, C. y Rimoldi, H. 1979. Mesopotamia. II Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Actas 1: 185-222, Córdoba.

Gez, J. W. 1915. El *Mastodon platensis* Ameghino de Corrientes. Conferencia pública en Corrientes.

Gez, J. W. 1919. Yacimientos fosilíferos del río Santa Lucía, Corrientes, Imprenta Otero, Corrientes. 19 pp.

Herbst, R. 1971. Esquema estratigráfico de la provincia de Corrientes, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 26: 221-243.

Herbst, R. y Álvarez, B. B. 1972. Nota sobre los *Toxodontes* (Toxodontidae, Notoungulata) del Cuaternario de Corrientes, Argentina. Ameghiniana 9: 149-158.

Herbst, R. y Santa Cruz, J. N. 1985. Mapa litoestragráfico de la provincia de Corrientes. D'Orbignyana 1-50.

Herbst, R. y Santa Cruz, J. N. 1999. Mapa litoestragráfico de la provincia de Corrientes. D'Orbignyana 2: 1-69.

Iriondo, M. H.1973. Análisis ambiental de la Formación Paraná en su área tipo. Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba 2: 19-23.

Iriondo, M. H. 1980. El Cuaternario de Entre Ríos. Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral 11: 125-141.

Iriondo, M. H.1987. Geomorfología y Cuaternario de la Provincia de Santa Fe. D'Orbignyana 4: 1-55.

Iriondo, M. H.1996. Estratigrafía del Cuaternario de la cuenca del río Uruguay. XII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos Actas 4: 15-25, Buenos Aires.

Iriondo, M. H. 1998. Loess in Argentina: Temperate and Tropical. Excursión Guide N.º3. Province of Entre Ríos. Internacional Union for Quaternary Reserch. Internacional Join Field Meeting 1-12 pp.

Iriondo, M. H. 2004. Cenozoic geomorphological evolution of the Uruguay river Basin, South America. 32nd International Geological Congress, IUGS, Abstracts.

Iriondo, M. H. 2010. Geología del Cuaternario en Argentina. Editorial Moglia, Corrientes, 437 pp.

Iriondo, M. H. y Kröhling, D. 1997. The tropical loess. Proceedings of the 30 International Geological Congress. VSP Publ., 21: 61-78.

Iriondo, M. H. Krohöling, D. y Orfeo, O. 1997. La Formación Oberá, un sedimento eólico tropical. Memorias del I Congreso Latinoamericano de Sedimentología, Venezuela, Tomo 1: 343-348.

Iriondo, M. H. y Kröhling, D. 2008. Cambios ambientales en la cuenca del Uruguay (desde el Presente hasta dos millones de años atrás). Colección Ciencia y Técnica, Universidad Nacional del Litoral, 358 pp.

Lutz, A. I. y Gallego, O. F. 2001. Nuevos hallazgos fosilíferos (vegetales e icnofósiles) en el Cuaternario de Corrientes. Reunión Anual de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina. Ameghiniana 38: 36 R.

Miño-Boilini, A. R., Cerdeño, E. y Bond, M. 2006. Revisión del género *Toxodon* Owen, 1837 (Notoungulata: Toxodontidae) en el Pleistoceno de las provincias de Corrientes, Chaco y Santa Fe. Revista Española de Paleontología 21: 93-103.

Miño-Boilini, A. R., Zurita, A. E. Bond, M., Francia, A. y Soibelzon, E. 2012. Sobre la presencia de un supuesto Haplodontheriinae (Mammalia, Toxodontidae) en el Pleistoceno Tardío de la provincia de Corrientes (Argentina). Revista Mexicana de Biodiversidad 83: 407-412.

Orfeo, O. 2005. Historia Geológica del Iberá, provincia de Corrientes, como escenario de biodiversidad. INSUGEO, Miscelánea 14: 71-78.

Orfeo, O. y Stevaux, J. 2002. Hydraulic and morphologic characteristics of middle and upper reaches of the Paraná River (Argentina and Brazil). Geomorphology 44: 309-322.

Orfeo, O. y Neiff, J. 2008. Esteros del Iberá: un enorme laboratorio a cielo abierto. En: Sitios de interés geológico de la República Argentina. (Ed. CSIGA, 446 pág.), Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Anales 46, I, 415-425.

Podestá, F. 1899. Un nuevo fósil: el *Ameghinotheium curuzucuatiense*. Revista Escuela Positiva 5:1-8.

Reguero, M. A., Ubilla, M., Perea, D. 2003. A new species of Eopachyrucos (Mammalia, Notoungulata, Interatheriidae) from the Late Oligocene of Uruguay, Journal of Vertebrate Paleontology 23: 445-457.

Scillato-Yané, G. J., Tonni, E. P., Carlini, A. A. y Noriega, J. I. 1998. Nuevos hallazgos de mamíferos del Cuaternario en el Arroyo Toropí, Corrientes, Argentina. Aspectos Bioestratigráficos, Paleoambientales y Paleozoogeográficos. VI Congreso Latinoamericano de Geología y X Congreso Nacional de Geología Económica. Actas 1: 263-268. Buenos Aires.

Tonni, E. P. 2004. Faunas y climas en el Cuaternario de la Mesopotamia Argentina. INSUGEO (Misceláneas) 12:31-38.

Tonni, E. P. 2009. Las unidades portadoras de vertebrados del Cuaternario de las regiones Mesopotámica y Pampeana oriental de la Argentina. Ensayo de Correlación. En: Ribeiro A.M., Bauermann S.G., Scherer C. (Eds.), Quaternário do Rio Grande do Sul. Integrando Conhecimentos: 1: 57-66. Monografías, Sociedad Brasileira de Paleontologia.

Tonni, E. P., Carlini, A. A, Zurita, A. E, Frechen, M., Gasparini, G. M, Budziak, D. y Kruck, W. 2005. Cronología y Bioestratigrafía de la Unidades del Pleis-

toceno aflorantes en el Arroyo Toropí, provincia de Corrientes, Argentina. XIX°Congreso Brasileiro de Paleontología y 6°Congreso Latino-Americano de Paleontología. Libro de resúmenes on-line sin paginación.

Ubilla, M., Perea, D., Goso Aguilar, C. y Lorenzo, N. 2004. Late Pleistocene vertebrates from northern Uruguay: tools for biostratigraphic, climatic and environmental reconstruction. Quaternary International, 114: 129-142.

Zacarias, G., De La Fuente, M. S, Fernández, S. y Zurita, A. E. 2013. Nueva Especie De Tortuga Terrestre Gigante del Género *Chelonoidis* Fitzinger, 1835 (Cryptodira: Testudinidae), del Miembro Inferior de La Formación Toropí/Yupoí (Pleistoceno Tardío/ Lujanense), Bella Vista, Corrientes, Argentina. Ameghiniana 50: 298-318.

Zacarías, G. G., de la Fuente, M. S. y Zurita, A. E. 2014. Testudinoidea Fitzinger (Testudines: Cryptodira) de la Formación Toropí/ Yupoí (ca. 58-28ka) en la provincia de Corrientes, Argentina: Taxonomía y aspectos paleoambientales relacionados. Revista brasileira de Paleontologia 17: 389-404.

Zurita, A. E. y Lutz, A. I. 2002. La Fauna Pleistocena de la Formación Toropí en la Provincia de Corrientes (Argentina). Mastozoología Neotropical 9: 47-56.

El Pleistoceno de Mendoza: una síntesis geológica y paleontológica

Adriana E. Mehl[1], Leandro Rojo[2], Claudio G. De Francesco[3], Esperanza Cerdeño[4], Analía M. Forasiepi[4]

[1] INCITAP (CONICET-UNLPam). Dto. Geología, FCEyN, UNLPam. Uruguay 151, Santa Rosa, La Pampa, Argentina. adrianamehl@gmail.com
[2] Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Cuyo / Museo de Historia Natural de San Rafael, Parque Mariano Moreno s/nº, (5600) San Rafael, Mendoza, Argentina. ldrojo@gmail.com
[3] Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras (IIMyC), CONICET-Universidad Nacional de Mar del Plata, Juan B. Justo 2550, (7600) Mar del Plata, Argentina. cgdefra@mdp.edu.ar
[4] IANIGLA, CCT-CONICET, Mendoza. Av. Ruiz Leal s/nº, (5500) Mendoza, Argentina. espe@mendoza-conicet.gob.ar; borhyaena@hotmail.com

RESUMEN

Palabras clave:
Geología
Vegetación
Invertebrados
Vertebrados
Mendoza
Pleistoceno

Con una superficie de casi 150.000 km^2, Mendoza ocupa *ca.* 5% del territorio argentino. Está limitada al oeste por la Cordillera de los Andes, la cual alcanza en la provincia alturas máximas (Aconcagua: 6.958 msnm). Esta estructura orográfica ha condicionado los cambios en los ambientes, el establecimiento de desiertos y semidesiertos en la región y la evolución de la biota. El Pleistoceno se caracterizó por drásticas fluctuaciones entre eventos glaciales e interglaciales. Concomitantemente, las comunidades de plantas, invertebrados y vertebrados han fluctuado altitudinal y latitudinalmente, registrándose mayormente extinciones locales, a excepción de la megafauna, cuyos últimos registros datan del Pleistoceno tardío–Holoceno temprano. El registro paleontológico es aún escaso en la provincia comparado con otras aéreas de la Argentina. Fortalecer los esfuerzos de trabajo tiene el potencial de incrementar el conocimiento sobre la biodiversidad pasada, interpretar las fluctuaciones ambientales en asociación a los mayores eventos geológicos y las modificaciones climáticas, y eventualmente elaborar esquemas predictivos a los efectos del actual calentamiento global.

ABSTRACT

"The Pleistocene in Mendoza: geological and paleontological appraisal". Mendoza Province represents *ca.* 5% of the Argentine territory, with almost 150,000

Keywords:
Geology
Vegetation
Invertebrates
Vertebrates
Mendoza
Pleistocene

km^2. The Andean Range overlays its occidental border, with the highest elevations in the province (Aconcagua: 6,958 masl). The presence of the Andes has been linked to changes in the environments with establishment of deserts and semi-deserts, and the evolution of the biota. The Pleistocene is characterized by drastic climatic changes with glacial and interglacial events. Concomitantly, the communities (vegetation, invertebrates, and vertebrates) fluctuated in altitude and latitude. Mostly local extinctions have been registered during the Pleistocene, with the exception of the megafauna, whose last records date from the late Pleistocene–early Holocene. The fossil record is still sparse in the province compared to other Argentine areas. Further scientific effort has the potential to increase the knowledge of the past biodiversity, interpret environmental fluctuations in relation to the major geological events and climatic changes, and eventually predict effects of current global warming.

INTRODUCCIÓN

La provincia de Mendoza, en líneas generales, es un desierto-semidesierto, con un promedio anual de precipitación de ~250 mm, aunque con una estructura ambiental muy diversa (Abraham de Vázquez y Rodríguez Martínez, 2000; Morales *et al*., 2009). Desde la geomorfología, se destaca hacia el oeste el dominio de la cordillera de los Andes y serranías cisandinas y los valles intermedios; mientras que hacia el este lo hace el piedemonte andino, las planicies orientales y la región volcánica de La Payunia (ver Neme y Gil, 2008; Figura 1). El régimen de precipitaciones es diferencial a lo largo del territorio, definido por la topografía y la influencia diferencial de los anticiclones del Atlántico y el Pacífico. El área cordillerana recibe precipitaciones que alcanzan los 900 mm anuales y mayormente durante el invierno en forma de nieve. El piedemonte y las planicies orientales, al contrario, reciben menos de 300 mm anuales, concentrados mayormente en lluvias de verano, quedando la disponibilidad de agua restringida a los principales ríos y limitadas vertientes (Norte, 2000). Entre los dos grandes dominios geomorfológicos del territorio mendocino se interpone una unidad fisiográfica árida, continua, de ancho variable, que se distingue a lo largo de todo el continente: la Diagonal Árida Sudamericana (Bruniard, 1982; Ruggiero y Ezcurra, 2003).

El Pleistoceno es característico por sus drásticos cambios climáticos vinculados a los eventos glaciales (fríos y secos) e interglaciales (cálidos y húmedos) (Brovkin, 2007). En el continente, el avance glacial afectó únicamente el área de cordillera (Rutter *et al*., 2012). Alrededor de 20.000 años AP se registra la máxima extensión de la capa de hielo, evento conocido mundialmente como Último Máximo Glacial (LGM por sus siglas en inglés, "Last Glacial Maximum"). En la cordillera, los glaciares estarían en proceso de retracción desde los 14.000 años (Zárate, 2002), evento que se habría intensificado desde *ca.* 10.000 años, luego de condiciones ambientales más rigurosas entre *ca.* 11.000 y 10.000 años, probablemente vinculadas al "Younger Dryas" (García, 1999; Neme y Gil, 2008). Debido a la retracción de los glaciares

cordilleranos, los cursos de agua habrían tenido un mayor caudal hacia finales del Pleistoceno. Hacia los 12.000 años AP, las precipitaciones eran principalmente invernales en las planicies orientales, patrón que cambiaría en algún momento entre esa fecha y los 9.000–8.000 años AP (D'Antoni, 1983; Markgraf, 1983), con un incremento en la aridez hacia el Holoceno medio (Gil *et al.*, 2008). Hacia el Holoceno tardío, *ca.* 4.000–3.000 años AP, se habrían establecido las condiciones climáticas actuales (Zárate, 2002).

El conocimiento disponible sobre el registro fósil del Pleistoceno de la provincia de Mendoza es extremadamente escaso y fragmentario comparado con la información disponible para otros sitios de la Argentina. Esto se aplica tanto para el registro de invertebrados (De Francesco, 2010) como de vertebrados (*e.g.*, Cerdeño y Vera, 2007; Bargo *et al.*, 2010; Forasiepi *et al.*, 2010) y se debe fundamentalmente a la escasez de afloramientos fosilíferos y los escasos trabajos de campo sistemáticos que se han llevado adelante respecto a otras regiones de la Argentina. De acuerdo con la información disponible, las comunidades del Pleistoceno en Mendoza estuvieron mayormente integradas por especies también representadas en la fauna y flora actual. No se han registrado en la región taxones extintos de plantas e invertebrados, solo extinciones locales, vinculadas a los movimientos latitudinales y altitudinales de las regiones biogeográficas en relación a las fluctuaciones climáticas. Las comunidades de vertebrados, sin embargo, han perdido uno de los componentes más significativos del Pleistoceno, la megafauna, y han incorporado en sus ecosistemas al mamífero que mayor impacto ha ocasionado, el hombre.

En este capítulo se presenta una síntesis actualizada del Pleistoceno de Mendoza, tanto de sus características geológicas como del conocimiento paleontológico.

SÍNTESIS DEL REGISTRO GEOLÓGICO PLEISTOCENO DE MENDOZA

El territorio mendocino está representado por dos dominios geomorfológicos principales, el de la región montañosa y de serranías, y el de las planicies agradacionales pedemontanas (Polanski, 1954; González Díaz y Fauqué, 1993). Estos dominios reflejan principalmente la dinámica impuesta por la tectónica andina durante el Cenozoico y, en particular, durante el Neógeno y Cuaternario, vinculada con la interrelación de convergencia entre la placa oceánica de Nazca y la placa continental Sudamericana (*i.e.*, bajo ángulo de subducción entre los 28° y 32° S, alto ángulo de subducción al sur de los 33° S y una zona transicional entre los 31° y 33° S) (*e.g.*, Jordan *et al.*, 1987; Giambiagi y Ramos, 2002; Kendrick *et al.*, 2003; Costa *et al.*, 2006; Giambiagi *et al.*, 2008; Ramos *et al.*, 2014). En este sentido, en la vertiente chilena de la Cordillera Principal se desarrollaron, durante el Oligoceno y el Mioceno temprano (~27.7– 20.5 Ma), grandes zonas de *rift* volcano-tectónicas a lo largo de un cinturón volcánico occidental (Charrier *et al.*, 2005 en Ramos *et al.*, 2014). Al sur de los 35° S, el arco de rocas volcánico mioceno tiene mejor representación en la vertiente argentina de la Cordillera Principal, y registra una expansión hacia el este entre los 20 Ma y ~10 Ma (Ramos *et al.*, 2014 y referencias allí citadas). Giam-

biagi y Ramos (2002) indicaron que la deformación neógena en la faja plegada y corrida del Aconcagua (Cordillera de los Andes; ~ entre los 33°' y 33° 45' S) estuvo controlada por el emplazamiento tectónico (*i.e.*, zona de subducción transicional) y por la ocurrencia de estructuras mesozoicas pre-existentes.

Los dos grandes dominios geomorfológicos del territorio mendocino archivan una rica y compleja historia geológica, cuyo registro data desde el Precámbrico, y forman parte, desde el punto de vista morfoestructural, de un complejo mosaico de provincias geológicas. En el occidente, la región montañosa y serrana incluye las unidades morfoestructurales de Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Serranías Cisandinas, denominación que agrupa a la Precordillera, las Cerrilladas Pedemontanas, las Huayquerías Pedemontanas Mendocinas, la Meseta del Guadal, el Bloque de San Rafael y la Payunia (González Díaz y Fauqué, 1993; Figura 1). En la región de planicies agradacionales pedemontanas se destacan la "Depresión de Los Huarpes-Graben de Tunuyán", interpuesta entre el área Cordillerana y el conjunto del Bloque de San Rafael – Huayquerías – Meseta del Guadal, y la 'gran llanura de La Travesía', que abarca el área mendocina oriental hasta el río Desaguadero. Ambas son depresiones tectónicas con rellenos aluviales neógenos y cuaternarios (Polanski, 1954; González Díaz y Fauqué, 1993; Ramos, 1999).

La geología del Pleistoceno de Mendoza registra una amplia variedad de procesos geodinámicos, en respuesta no sólo a la dinámica endógena cuaternaria de la región, sino también a la dinámica vinculada con los cambios climáticos que caracterizaron este periodo, la cual se ve reflejada en registros sedimentarios de ambientes glaciarios, fluviales, eólicos y de interacción fluvio-eólica. Esta sección presenta una síntesis de los registros sedimentarios Pleistocenos, por ser estos potenciales portadores de fósiles, tanto vegetales como vertebrados e invertebrados. Los registros vinculados en forma directa con la dinámica endógena (*e.g.*, volcanismo) no se tratarán en esta oportunidad.

La dinámica glacial cuaternaria

La dinámica glacial generó grandes valles en la alta cordillera mendocina, con geoformas depositacionales asociadas (*e.g.*, morenas, terrazas glaci-fluviales) (Cortés y Wayne, 1983; Espizúa, 1993, 2004, entre otros). En los Andes Centrales, el valle del río Mendoza (~32° S) registra una serie de depósitos de avance glacial pleistocenos y holocenos, que evidencian una posición de los glaciares actuales a mayor altitud respecto del pasado, denominados en orden temporal decreciente: Uspallata, Punta de Vacas, Penitentes, Horcones, Almacenes y Confluencia (Espizúa, 1993). Las edades de los depósitos glaciarios más antiguos fueron inferidas por Espizúa y Bigazzi (1998) a través de las relaciones estratigráficas con niveles de tefra datados por trazas de fisión. Así, los autores sugirieron que el *drift* Uspallata debería asignarse al menos al Pleistoceno medio temprano, mientras que el *drift* Punta de Vacas podría haberse depositado durante el Estadio Isotópico Marino 6 (MIS por sus siglas en inglés, "Marine Isotope Stage"; entre ~190.000 y ~130.000 años AP) (Espizúa y Bigazzi, 1998; Espizúa, 2004). Recientemente, Moreiras *et al.* (2015) re-

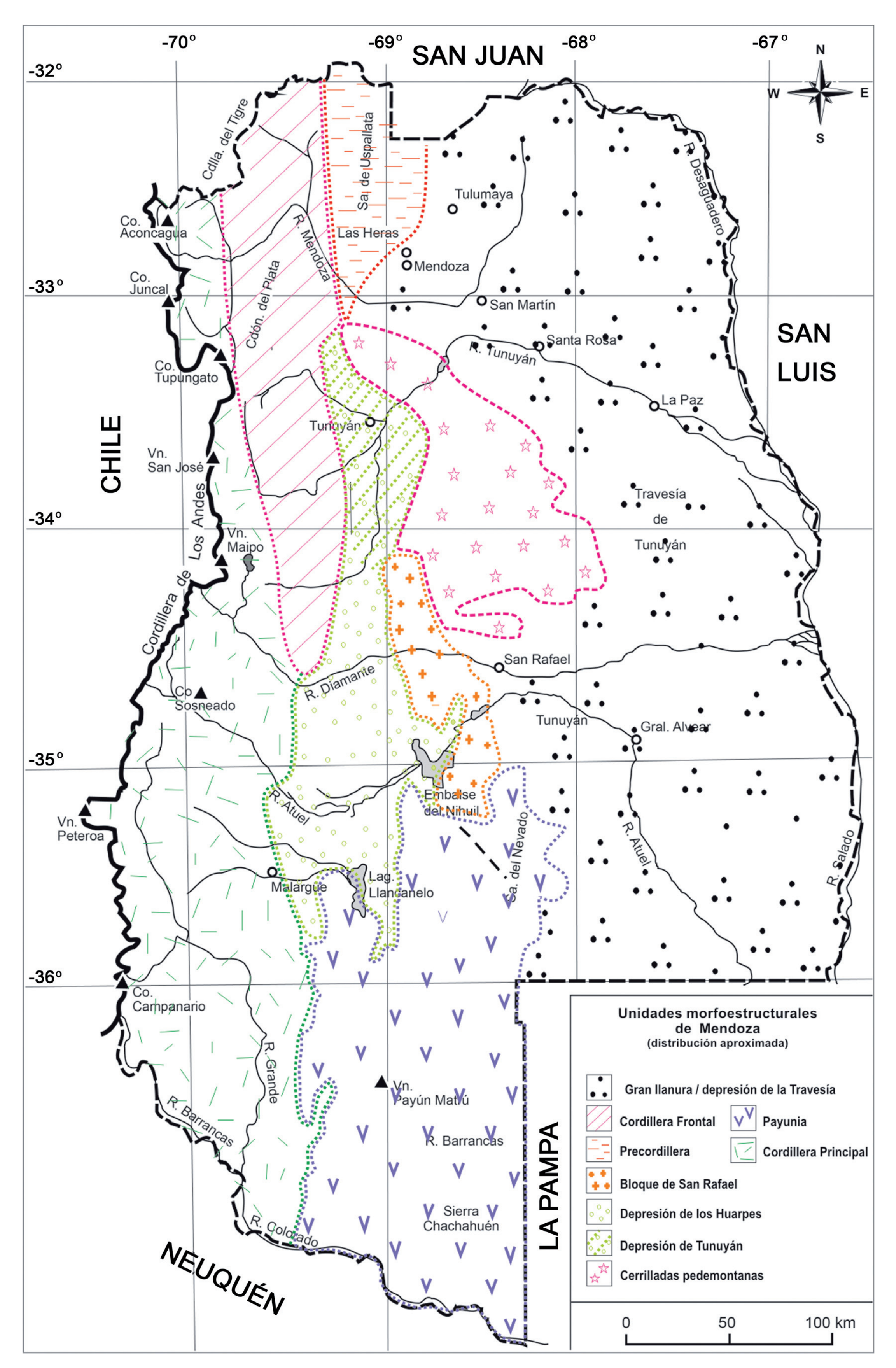


Figura 1. Mapa de la provincia de Mendoza con la distribución aproximada de las unidades morfológicas que componen el territorio. Tomado de González Días y Fauqué (1993).

portaron edades cosmogénicas y de luminiscencia ópticamente estimulada (LOS) de depósitos de avalanchas y paleo-lagos asociados, respectivamente, provenientes del extremo norte del Cordón del Plata. Las edades numéricas, junto con las relaciones estratigráficas y geomorfológicas, permitieron sugerir que los depósitos de la Glaciación Uspallata y los del *drift* Punta de Vacas serían más jóvenes que lo establecido con anterioridad. Los *outwashes* de estas glaciaciones erosionaron los depósitos generados por una avalancha de roca (denominada TD), datada en 46.71 ± 2.7 ka y 46.42 ± 3.78 ka (Moreiras *et al*., 2015 y referencias allí citadas). En consecuencia, Moreiras *et al.* (2015) indicaron la necesidad de estudiar los depósitos cuaternarios del valle del río Mendoza con las nuevas tecnologías disponibles (e.g. datación numérica por isótopos cosmogénicos) para poder redefinir la estratigrafía glaciaria de este valle, tradicionalmente utilizada como referencia principal para las correlaciones regionales de las condiciones paleoclimáticas pleistocenas. Coronato y Rabassa (2007) indicaron, para el valle del río Mendoza, la ocurrencia de un avance glacial *ca*. 40.000 años AP, previo al LGM, y de condiciones climáticas interglaciales entre 30.000 años AP y 24.500 años AP (inferidas a través de registros palinológicos lacustres). Respecto del LGM, Clark *et al.* (2009) indicaron que, a escala global, los glaciares de montaña alcanzaron su máxima extensión (o estuvieron cerca de ella) alrededor de los 30.000 años AP (~ entre 33.000 y 29.000 años AP), en concordancia con el comienzo de la máxima expansión de los mantos de hielo ("global ice sheet"). Alrededor de los 26.500 años AP, todos los mantos de hielo habrían llegado a su máxima extensión en correspondencia con el LGM "sea-level lowstand". El retraimiento glacial en áreas montañosas de las latitudes medias de América del Sur sería posterior al inicio del retroceso en el oeste de América del Norte, Europa y en los trópicos. En el Hemisferio Norte, el retraimiento temprano de los glaciares de montaña se plantea sincrónico, dentro del error estadístico, con el retroceso de la mayoría de los márgenes locales del manto de hielo del LGM a ~19.000 años AP (Clark *et al.* 2009).

Sobre el faldeo oriental del Cordón del Plata, en la cuenca del río Blanco, Wayne y Corte (1983) registraron cinco glaciaciones de edad pleistocena. Durante la glaciación Vallecitos habrían ocurrido al menos dos momentos de máxima expansión glaciar. La fase principal, Vallecitos II, donde el hielo habría alcanzado los 2.700 msnm, fue correlacionada por los autores con la glaciación Llanquihue en Patagonia (41° S, Chile) con su máximo entre los 19.500–13.000 años AP. La fase Vallecitos I, sería anterior; Wayne y Corte (1983) le asignaron una edad mayor a 40.000 años a partir de la cubierta de loess, el desarrollo de suelo y el mayor grado de meteorización de estos depósitos, que se extienden por debajo de los 2.600 msnm. No obstante este esquema, recientemente Moreiras *et al*. (2017) indicaron que solo encontraron en el área relictos de una morena disturbada. Los till Río Blanco, La Angostura y Los Mesones fueron diferenciados como pre-Vallecitos. Los dos primeros con edades entre 200.000–100.000 años AP, basados en una datación por trazas de fisión de una capa de tefra suprayacente al till Río Blanco (Corte, 1957, en Wayne y Corte, 1983, sin embargo esta cronología fue rechazada luego por Wayne,1988, en Moreiras *et al*., 2017). Los autores asignaron una edad de 1,2 Ma al tercer avance por correlación con las glaciaciones patagónicas y distinguieron tres avances para

el Holoceno —"debris rock glaciers" de acuerdo a Moreiras *et al*. (2017). Nuevas edades numéricas cosmogénicas obtenidas en el flanco oriental del Cordón del Plata resultaron entre ~25.000 y ~8.000 años AP, lo que indica la ocurrencia de depósitos glaciarios que pueden asignarse al LGM (Moreiras *et al*., 2017) y ajustar las correlaciones paleoclimáticas regionales.

Espizúa (1993) mencionó que la zona de la cuenca del río Tunuyán es una de las más controversiales para el estudio de las glaciaciones cuaternarias, debido a la disparidad de criterios en la interpretación de la historia glacial del área. De acuerdo con Corte (1954–1957 en Espizúa, 1993), en el río Tunuyán y en los arroyos Yaucha, Papagayos y del Rosario, los glaciares habrían descendido hasta la llanura pedemontana (1.100, 1.400, 1.600 y 2.300 msnm, respectivamente). En el ámbito de las Huayquerías, los depósitos identificados por Dessanti (1946 en Polanski, 1961) como una antigua morena del Pleistoceno inferior (Morena del Quemado) fueron redefinidos por Polanski (1961) como un conglomerado plioceno asociado a flujos densos ("volcanic mud flow"), ulteriormente plegados y disectados por movimientos neotectónicos.

Groeber (1951, 1955, entre otros) analizó la dinámica glacial en la cuenca de los ríos Diamante y Atuel, y refirió a las glaciaciones 'Diamante' (penúltima glaciación) y 'Atuel' (última glaciación), que habrían alcanzado la llanura pedemontana en esa región. Este esquema fue cuestionado por Polanski (1957), quien no compartió los criterios litológicos y morfológicos planteados, e indicó que los depósitos de morenas indicados para dichas glaciaciones corresponden, en la zona extracordillerana de la cuenca del Diamante, a depósitos fluviales, eólicos y piroclásticos. En el valle del río Atuel (~35° S), la ocurrencia del *drift* pleistoceno Arroyo Colorado (178.000–174.000 años AP) ha sido mencionado por Gosse (1994 en Baker *et al*., 2009), así como los posibles *drifts* Laguna Blanca y Arroyo Freno, anterior y posterior al *drift* Arroyo Colorado, respectivamente. Además, Gerth (1931, en Espizúa, 1993) reconoció una morena de la última glaciación a los 2.120 msnm (*drift* Arroyo Malo, Gosse *et al*., 1991, en Gosse y Evenson, 1994 y Baker *et al*., 2009), que dio lugar por endicamiento a la laguna del Sosneado (~ 34° 53'S) y fue correlacionada regionalmente con el avance glacial Llanquihue III (~ 13.000 años ^{14}C AP) en Patagonia Norte (Baker *et al*., 2009). Volkheimer (1978, en Espizúa, 1993) y Stingl y Garleff (1978) reconocieron depósitos de un avance neoglaciar del Holoceno medio (depósito de turba datado en 4.080 ± 75 años AP y ubicado en la base de una de terraza aluvial que se habría desarrollado luego del retroceso glacial), superpuesto a la morena terminal de la glaciación Arroyo Malo. Gosse y Evenson (1994) reinterpretaron estos depósitos como deslizamientos de detritos volcanogénicos postglaciales. Las edades numéricas cosmogénicas reportadas para el cercano valle de Las Leñas (35º S) (Zech, 2012) indican que el máximo avance glacial registrado sería significativamente anterior al LGM (~20 ka) y habría ocurrido a los 42,3 ka. La extensión del hielo durante el LGM (edad de 19,2 ka en un remanente de morena terminal) no habría llegado a la posición máxima alcanzada a los 42,3 ka (Zech, 2012).

En el sur de la provincia, el valle del río Grande registra cuatro avances glaciales que fueron correlacionados con los detectados en el valle del río Mendoza (Espizúa, 2005); el *drift* Seguro (penúltima glaciación) y el *drift* Valle Hermoso (última glacia-

ción). Este último consistiría de tres depósitos estadiales: Valle Hermoso I, Valle Hermoso II y Valle Hermoso III. En la cuenca del río Valenzuela, cuenca superior del río Grande (~35º S), Espizúa (2005) reconoció avances neoglaciales del Holoceno medio–tardío en los valles del Azufre y del Peñón. También en el área del río Valenzuela, Haller *et al.* (1994 en Espizúa, 2005) identificaron tres depósitos de till en el complejo volcánico Planchón-Peteroa (del más antiguo al más joven: Paso Laguna, Teno y Libertad), de los cuales los dos últimos podrían ser de edad holocena.

Cabe mencionar que la estratigrafía glaciaria de los Andes Centrales de Chile y de Argentina es controversial, debido a la clasificación errónea de grandes deslizamientos como depósitos de origen glaciar, con fuertes implicancias en la reinterpretación de los estadios glaciales-interglaciales de los principales valles fluviales mendocinos (Fauqué *et al.*, 2009; Moreiras, 2010; Moreiras y Sepúlveda, 2014). Así, en la cuenca del río Mendoza, Fauqué *et al.* (2009) plantearon la invalidez de la estratigrafía glaciaria propuesta y sugirieron una revisión exhaustiva y redefinición de la misma. Los depósitos de los *drifts* Penitentes (en el valle del río Cuevas), Horcones (en el valle homónimo) y Almacenes (en la zona de Confluencia) se reinterpretaron como deslizamientos rotacionales (Pereyra y González Díaz, 1993, en Fauqué *et al.*, 2009) y/o flujos de avalanchas de rocas (*e.g.*, en el valle del río Las Cuevas los depósitos previamente considerados como parte de una morena terminal del *drift* Penitentes procederían de un flujo de gran envergadura probablemente asociado a un megadeslizamiento de la pared sur del cerro Aconcagua) (Fauqué *et al.*, 2009). En la quebrada de Matienzo, naciente del río de Las Cuevas (32º 45´ S), los depósitos cuaternarios que fueron interpretados como morenas de la última glaciación (Suárez, 1983 en Moreiras, 2010) se reinterpretaron recientemente como grandes colapsos de laderas (*e.g.*, el deslizamiento de Matienzo era considerado antes un glaciar de escombro inactivo; Moreiras, 2010).

La morfogénesis fluvial

La dinámica fluvial ha generado profundos valles en el área cordillerana (ríos Mendoza, Tunuyán, Diamante, Atuel, Malargüe y Grande). En el piedemonte andino proximal, estos sistemas fluviales han formado extensos sistemas de abanicos aluviales que componen bajadas con depósitos de diferentes episodios de agradación. El Graben o Depresión de Tunuyán (33°–34° S y 69°–69° 30’ O) puede considerarse como un ejemplo tipo para el registro fluvial-aluvial del Cenozoico tardío de Mendoza. Allí, un importante conjunto de unidades geomorfológicas integradas por depósitos sedimentarios diversos y en menor medida volcánicos registran el lapso Pleistoceno – Holoceno (Polanski, 1963), en el marco de una cuenca tectónica cuaternaria influenciada, a su vez, por la dinámica climática cuaternaria (Zárate *et al.*, 2014). Polanski (1963) reconoció, a escala regional, tres unidades geomorfológicas: la Bajada Joven al Graben de Tunuyán en el borde occidental del piedemonte, la Planicie Loéssica hacia el flanco este y la Planicie Piroclástica que se extiende hacia el sur de la anterior. En la primera, se reconocen los depósitos aluviales de mayor antigüedad relativa: fanglomerados de las formaciones Los Mesones, La Inverna-

da y Las Tunas, correspondientes a sendos ciclos de agradación pleistocenos en el piedemonte. La Formación Los Mesones consiste en una serie de afloramientos conglomerádicos, aislados en la proximidad del frente montañoso, que ocupan posiciones topográficas elevadas y aparecen fuertemente disectados. La unidad fue asignada al Pleistoceno inferior y, de acuerdo con Polanski (1963), suprayace en forma discordante a los depósitos pliocenos y también conglomerádicos de la Formación Los Mogotes (Polanski, 1963). Los afloramientos de la Formación Los Mesones mapeados por Polanski (1963) en las Lomas de Gualtallary, Jaboncillo y del Peral fueron reinterpretados como Formación Los Mogotes (Yrigoyen, 1993, en Zárate *et al.*, 2014). El segundo ciclo de agradación pedemontana está representado por la Formación La Invernada, con depósitos conglomerádicos con clastos en general de menor tamaño que los que componen la Formación Los Mesones (Polanski, 1963) y en posiciones topográficas más bajas que esta. Su edad fue asignada al Pleistoceno superior. Zárate *et al.* (2014) indicaron que su discriminación se dificulta cuando no están presentes las formaciones Los Mesones y Las Tunas, o alguna de ellas. La Formación Las Tunas conforma la superficie tope de la Bajada Joven al Graben de Tunuyán (Polanski, 1963) y se ensamblaría lateralmente con los depósitos más profundos de la depresión de Tunuyán en el ámbito de la Planicie Loéssica (*e.g.*, Formación El Totoral; Polanski, 1963). La unidad fue asignada al Pleistoceno superior (Polanski, 1963). En el río Las Tunas, área tipo de la formación, Polanski (1963) identificó tres terrazas fluviales resultado de sendos ciclos de erosión; Pepin (2010) y Pepin *et al.* (2013) reportaron edades numéricas cosmogénicas para la sección superior de las mismas. Las edades obtenidas en la terraza más alta y, por lo tanto, más antigua indicaron una antigüedad mayor a 1,2 Ma, así estos depósitos fueron mapeados por Pepin (2010) como Formación Los Mesones. Además, un depósito piroclástico interestratificado en la unidad arrojó una edad de 0,6 + 0,2 Ma; mientras que las terrazas intermedia y baja fueron datadas en *ca*. 15 y 20 ka, respectivamente (Pepin, 2010; Pepin *et al.*, 2013). De este modo la edad de la Formación Las Tunas se extendería considerablemente respecto a la edad originalmente atribuida por Polanski (1963) (ver discrepancias estratigráficas en Zárate *et al.*, 2014).

En el ámbito de la Planicie Loéssica se encuentra el registro del cuarto ciclo de agradación fluvial representado por los depósitos del Pleistoceno tardío- Holoceno de la Formación El Zampal (*sensu* Zárate y Mehl, 2008), unidad que reúne los depósitos de las formaciones La Estacada y El Zampal descriptas por Polanski (1963). La sección tipo se encuentra en las barrancas del Arroyo La Estacada y sus depósitos consisten en sedimentos dominantemente fluviales y limos "parecidos" al loess; estos suprayacen a la Formación El Totoral (Polanski, 1963). Los depósitos de la Formación El Zampal aflorantes en la cuenca del Arroyo La Estacada registran una agradación fluvial activa desde al menos 50 ka (Toms *et al.*, 2004), interrumpida por periodos de aportes eólicos y pedogénesis (Mehl y Zárate, 2012); no obstante, se ha especulado que la sedimentación habría comenzado durante el último interglacial (*ca*. 130.000 años AP) (Zárate y Mehl 2008; Perucca *et al.*, 2011). Entre 50 ka y *ca*. 8 ka, la sedimentación se habría desarrollado un ambiente de abanico distal con sistemas fluviales entrelazados arenosos; luego de la incisión de estos depósitos, entre *ca*. 7.8 y 5.6 ka, la agradación prosiguió durante el Holoceno en un sistema fluvial

sinuoso a meandriforme (Mehl y Zárate, 2012).

En el ámbito de la Planicie Piroclástica se encuentran sedimentos aluviales que datan del Tardiglacial, *ca*. 12 ka; son depósitos de llanura de inundación y de un curso fluvial sinuoso a meandriforme. En este sector del piedemonte, los depósitos de la Asociación Piroclástica Pumícea (APP) (vinculados al evento de caldera Diamante, ~ 450 ka) (Guerstein *et al*., 1993) y los fanglomerados de la Formación La Invernada tienen un rol preponderante en la estratigrafía y en el paisaje de la zona (Polanski 1963); no obstante, la Formación Las Tunas también es parte del registro.

La evolución pleistocena en la cuenca del río Diamante fue analizada por Baker *et al*. (2009) en el tramo del río comprendido entre el frente montañoso, al oeste, y el Bloque de San Rafael, al este. A diferencia de otros ríos principales de la provincia, el río Diamante ha erosionado un sustrato pre-Cuaternario formando un profundo cañón a través del piedemonte, donde puede observarse una serie de terrazas fluviales que documentan eventos de agradación-incisión y que fueron correlacionadas con los MIS 16-18 (Qt1), 12 (Qt2), 4 (Qt3) y 2 (Qt4 y Qt5) (Baker *et al*., 2009). La cronología de las dos terrazas más antiguas (Qt1 y Qt2) se estableció a partir de sus relaciones estratigráficas con una ignimbrita que atraviesa a Qt1 y está interestratificada en Qt2, la cual se correlaciona regionalmente. Su edad más aceptada es de 450 ± 60 ka (Stern *et al*., 1984, en Baker *et al*., 2009); así, Qt1 se consideró significativamente mayor a los 450 ka y Qt2 rondaría dicha edad. La superficie de Qt3 fue datada con edades mínimas de 69 ± 15 ka y 66 ± 14 ka, sugiriendo un evento de agradación durante el MIS 4 (~55–70 ka). La depositación del relleno de Qt4 constituye el periodo de agradación fluvial más reciente en el área, posiblemente relacionado con un avance glacial durante el MIS 2. El abandono de esta terraza hace alrededor de 22 ± 7 ka reflejaría el inicio del retroceso glacial en las cabeceras del río. El abandono de la terraza más joven (Qt5) ocurrió alrededor de los 13 ± 7 ka, pero habría sido diacrónico a lo largo del río. Qt4 y Qt5 fueron correlacionadas por los autores con el LGM y el Tardiglacial en Patagonia.

En la cuenca superior del río Atuel (El Sosneado), Messager (2010) identificó tres conos aluviales (Q6C, Q5C y Q0C de acuerdo con el autor) y cuatro terrazas fluviales (Q4T, Q3T, Q2T, Q1T). Dos de estas terrazas (Q3T y Q2T) fueron correlacionadas con las terrazas más jóvenes descriptas por Baker *et al*. (2009), mientras que Q1T se consideró post-pleistocena. Por su parte, la cuenca media del río Atuel, registra a la Formación Villa Atuel (González Díaz, 1972a) que incluye depósitos fluvio-eólicos del Pleistoceno tardío–Holoceno. Esta unidad fue correlacionada con los depósitos del sector superior de la Formación La Estacada, en el Arroyo La Estacada. Los depósitos fluviales holocenos (en sentido amplio) de la Formación Río Seco de la Hedionda, agradados luego de un epiciclo erosivo, complementarían dicha unidad (González Díaz, 1972a). En la localidad La Guevarina (34º44'20"S y 68º02'27"O), los depósitos clásticos de grano fino de estas dos formaciones componen tres unidades geomorfológicas conspicuas: una terraza superior o alta, una terraza intermedia y una planicie de inundación actual extensa, con registro de la transición del Pleistoceno tardío-Holoceno temprano en los depósitos de la primera (~20 m de potencia) (Mehl, 2011; Zárate y Mehl, 2011). La base de la sucesión aluvial de esta terraza fue datada en 9.140 +/- 40 años ^{14}C AP (Mehl, 2011). En el

sector superior, a unos 3 m de profundidad, se reconoció un suelo aluvial enterrado, cuyo contenido orgánico fue datado en 6.393 +/- 62 años ^{14}C AP (Mehl, 2011). En el perfil del Puente Atuel se obtuvo una edad de 4.420 +/- 40 años ^{14}C AP a partir de conchillas de moluscos de agua dulce contenidas en un depósito a 1,5 m de profundidad respecto a la superficie de la terraza superior (Mehl, 2011).

El registro eólico

Los depósitos loéssicos y campos eólicos arenosos son conspicuos en la provincia de Mendoza. Estos últimos fueron incluidos en la unidad "Andean piedmont dunefields" (Zárate y Tripaldi, 2012), caracterizada por "crescentic dunes", mega dunas, dunas lineares y parabólicas. En el piedemonte andino proximal, Valle de Uco, los depósitos del Pleistoceno tardío y Holoceno de la Formación El Zampal (*sensu* Zárate y Mehl, 2008) registran, además de facies fluviales, facies eólicas loéssicas (Polanski, 1963; Mehl y Zárate, 2008). En cercanías de la localidad de Tupungato, existen depósitos de loess primario de hasta 1 m de potencia en las márgenes de pequeños cursos fluviales que drenan las lomas del Jaboncillo y del Peral (*e.g.*, Estancia Los Helechos) (Polanski, 1963; Mehl, 2011). A su vez, los depósitos eólicos conforman una cubierta mantiforme en el área del piedemonte de la Cordillera Frontal, probablemente holocena por sus relaciones estratigráficas. En el valle de Las Carreras, depresión tectónica en el piedemonte de la Cordillera Frontal, existe una cubierta sedimentaria del Cuaternario tardío con depósitos de arenas loessoides y loess arenoso, aún no calibrada cronológicamente, que conforma el material parental de los suelos de la zona (molisoles) (INTA/CIRN, 1990).

La región de la planicie oriental mendocina presenta una cubierta eólica parcialmente vegetada y formada por geoformas mayormente inactivas. Esta cubierta es prácticamente continua a hacia el norte del río Seco de Las Peñas y el este de la provincia (González Díaz y Fauqué, 1993; Tripaldi *et al.*, 2011). Los depósitos eólicos están ocasionalmente interrumpidos por cuerpos lacustres efímeros o por depósitos fluviales (González Díaz y Fauqué, 1993; Tripaldi *et al.*, 2011). El área correspondiente a la planicie sanrafaelina (34° 302 S) presenta una extensa cubierta eólica con dunas de variada envergadura y diversas morfologías y orientaciones de crestas (*e.g.*, los Médanos de Picardo y los Médanos de los Naranjos están dominados por dunas y megadunas transversales; en los Médanos de la Travesía y la Pampa de la Varita se reconocen, según un orden relativo de edad de formación, dunas transversales, longitudinales y parabólicas, estas últimas de gran envergadura) (Tripaldi, 2010). Así, las sucesiones sedimentarias expuestas en el Arroyo Agua del Chancho, en el extremo suroeste de los Médanos de los Naranjos, registran la interacción de procesos fluviales y eólicos durante el Cuaternario tardío. Sus edades numéricas (cronología obtenida por luminiscencia, OSL por sus siglas en inglés, "optically stimulated *luminescence*") indican que, durante *ca.* 58–39 ka y *ca*. 36–24 ka (MIS 3), la agradación estuvo dominantemente asociada a procesos fluviales efímeros (flujos laminares no confinados, corrientes menores canalizadas e interacción fluvio-eólica) bajo condiciones climáticas semiáridas, mientras que durante *ca*. 24–12 ka (MIS 2,

LGM) las condiciones de mayor aridez propiciaron el predominio de una significativa actividad eólica, con agradación de dunas eólicas y depósitos mantiformes.

La cuenca fluvial del río Atuel presenta además importantes depósitos eólicos, entre los que se destacan el campo de Médanos del Nihuil y los Médanos de Soitué. Asimismo, la ocurrencia de depósitos eólicos también se ha reconocido en las estribaciones orientales del cerro Nevado (bordos arenosos según Holmberg, 1973) y en amplios sectores al este de Agua Escondida, donde se observa una cobertura arenosa suelta y amorfa según González Díaz (1972b). En el campo volcánico de la Payunia, los depósitos eólicos cubren coladas eólicas neopleistocenas y eoholocenas, y los faldeos de conos volcánicos. Además, en este campo volcánico, se han reconocido "yardangs", geoformas eólicas de erosión que se habrían generado por fuertes vientos de azimut 320° durante un prolongado periodo de aridez en el Pleistoceno tardío a Holoceno temprano de acuerdo con Inbar y Risso (2001). Polanski (1963) sugirió la contemporaneidad de los depósitos eólicos –médanos– del piedemonte andino con los depósitos del Pleistoceno tardío–Holoceno de las formaciones El Zampal y La Estacada (Formación El Zampal, *sensu* Zárate y Mehl, 2008).

VEGETACIÓN DEL PLEISTOCENO DE MENDOZA

El polen depositado y conservado en los ambientes sedimentarios (*e.g.*, depósitos lacustres, aluviales, vegas, entre otros) es la fuente principal de evidencia en paleobotánica. Los modelos actualísticos (*e.g.*, la distribución espacial de la vegetación actual y los parámetros ambientales que la condicionan) resultan útiles para inferir la vegetación del pasado de una región y las causas de sus cambios. Otros restos vegetales como los "macrorestos" (semillas, hojas, tallos, etc.) también aportan información significativa, aunque su alcance es menor debido a que son menos frecuentes en el registro sedimentario y sólo documentan la vegetación local próxima al sitio de depositación. Por otra parte, los recientes avances en la espectrometría de masas han permitido el análisis del contenido de las distintas fuentes de isótopos estables del carbono, los cuales documentan la vía metabólica de la vegetación pasada (*i.e.*, tipos funcionales C_3 y C_4), posibilitando nuevas líneas de investigación.

Contexto ambiental de la vegetación de Mendoza

Mendoza está fundamentalmente constituida por una vegetación desértica o semidesértica. Aproximadamente, el 80% del territorio de la provincia está ocupado por los desiertos del Monte y Patagonia, dos de los tres desiertos sudamericanos juntos con el desierto peruano-chileno (Shmida, 1985). El 20% restante de la vegetación ocurre en la cordillera, noreste y sureste provincial correspondientes a las regiones fitogeográficas Altoandina, Chaco y Espinal, respectivamente (Roig *et al.*, 2000, 2009), las dos últimas regiones formando zonas ecotonales con el Monte (Morello, 1958). De oeste a este, estas cinco grandes unidades de vegetación son:

1) Vegetación Altoandina (entre 2.500 y 4.100 msnm), compuesta por estepas graminosas y estepas de arbustos bajos en cojín con muy baja cobertura y algunas vegas en zonas con disponibilidad de agua relativamente constante.

2) Vegetación Patagónica (entre 2.500 y 1.600 msnm), conformada por estepas arbustivas con especies afilas, de hojas reducidas o espinosas, o bien con predominancia de arbustos bajos en cojín y en áreas más húmedas con estepas graminosas y vegas. Según algunos autores (Cabrera, 1976), La Payunia es un subdistrito de Patagonia, aunque otros autores (*e.g.*, Martínez Carretero, 2004) lo han referido como una unidad fitogeográfica independiente.

3) Vegetación del Monte, con estepas arbustivas como los jarillales (*Larrea* spp.), bosques relictuales de *Prosopis flexuosa* DC. y extensas comunidades halófitas en bajos salinos y psamófitas en campos de dunas.

4) Vegetación del Chaco Occidental (noreste provincial), representado por bosques abiertos de quebracho blanco (*Aspidosperma quebracho-blanco* Schltdl.), acompañados de otros elementos chaqueños como *Bromelia urbaniana* (Mez) L.B. Sm, *Acacia caven* (Molina) Molina, *Condalia microphylla* Cav., *Iodina rhombifolia* (Hook. et Arn.) Reissek, *Capsicum* sp., *Lantana* sp., *Teucrium* sp., entre otros.

5) Vegetación del Espinal (centro-este provincial), representada por estepas arbustivas de jarilla (*Larrea divaricata* Cav.) y bosque abiertos de algarrobos (*Prosopis flexuosa*) del Monte y distribución esparcida de caldén (*Prosopis caldenia* Burkart).

La distribución de estas unidades de vegetación en la región está condicionada principalmente por un patrón climático subtropical, caracterizado por la prevalencia de la circulación atmosférica de los anticiclones Pacífico y Atlántico y la influencia desde el sur de los vientos del oeste (Garreaud, 2009). Este patrón climático, además, está fuertemente controlado por la barrera orográfica que constituye la cordillera de Los Andes, la cual impone un bloqueo principalmente de la circulación Pacífica hacia el centro y este del territorio. Las regiones fitogeográficas del Monte, Chaco y Espinal quedan bajo la influencia de la humedad que aporta la circulación atmosférica desde del Atlántico, mientras que las de Patagonia y Altoandina quedan bajo la influencia de la humedad que proviene del Pacífico. El límite entre estas dos áreas de influencia de humedad ha sido caracterizada y definida climáticamente como la "Diagonal Árida Sudamericana"—DAS— (Figura 2), que en el territorio provincial corre de noroeste a sureste, dividiendo las áreas desérticas del Monte y Patagonia a derecha e izquierda, respectivamente (Bruniard, 1982). De este modo, las precipitaciones al este de la DAS están asociadas a la humedad proveniente del Atlántico, vía reciclaje de la evapotranspiración del Amazonas, y son principalmente de verano, mientras que las precipitaciones del oeste están asociadas a la humedad del Pacífico y son mayoritariamente nivales y concentradas en el invierno (Garreaud, 2009). Este límite climático coincide con la isoterma anual de 12°C y presenta un fuerte gradiente de temperatura este-oeste, con una diferencia de 5°C (*e.g.*, Uspalllata al oeste con 11,6°C; La Paz al este con 16,6°C) a los 32° S de la provincia (Labraga y Villalba, 2009). Estas características térmicas han permitido clasificar a las regiones desérticas del Monte y Patagonia como desiertos cálido y frío, respectivamente

(Quinn, 2009). Los desiertos cálidos raramente tienen temperaturas por debajo de 0°C, mientras que los desiertos fríos presentan temperaturas elevadas en verano y por debajo de 0°C en invierno (Quinn, 2009).

La DAS se habría originado entre el Mioceno tardío–Plioceno (7–4 Ma) en sincronía con el enfriamiento del Océano Antártico e inicio de la acumulación de hielo en la Antártida occidental y se habría constituido en su configuración actual durante la transición Plio-Pleistoceno cuando se formó el desierto de Atacama como consecuencia del levantamiento final de Los Andes (Villagrán e Hinojosa, 1997, y referencias allí citadas).

El pasado y los cambios de la vegetación en Mendoza

Durante el Paleógeno y principios del Neógeno el continente habría estado cubierto por una vegetación templada y mayormente tropical (Menéndez, 1971), aunque dependiendo de cada región. En este sentido, trabajos en Patagonia (Palazzesi y Barreda, 2007 y referencias allí citadas) han documentado comunidades con taxones adaptados a la aridez, desde al menos el Eoceno temprano. Las regiones áridas de América del Sur se habrían establecido en el Plioceno, mientras que los ambientes desérticos actuales lo habrían hecho durante el Pleistoceno. Los ciclos glaciarios que dominaron este período habrían estado acompañados de movimientos latitudinales y altitudinales de las comunidades vegetales (Villagrán e Hinojosa, 1997).

Los registros más antiguos con evidencia de la vegetación en Mendoza son de *ca.* 35.000–30.000 años AP. Uno de ellos corresponde al sitio arqueológico Gruta del Indio (GI) (34° 45' S, 68° 22' O; 670 msnm; Figura 2), ubicado en la zona de planicies donde en la actualidad predomina la vegetación del Monte (D'Antoni 1983). Desde los *ca.* 32.000 años AP hasta *ca.* 10.000 años AP, el registro evidencia dominancia de la vegetación Patagónica, lo que indicaría un ambiente más frío que el actual y con bajas precipitaciones (D'Antoni, 1983). Esto implica que las planicies orientales mendocinas, desde los 35° S hacia el sur, habrían estado bajo la influencia de los vientos del oeste de latitudes medias, permitiendo que la vegetación desértica patagónica se distribuyera más al noreste de su posición actual.

Otro registro de relevancia para Mendoza corresponde al sitio La Bomba (LB) (33° 30' S, 68° 55'O; 850 msnm; Figura 2), localizado en las barrancas del arroyo La Estacada en el piedemonte de la Cordillera Frontal (Figura 1). El perfil corresponde a un registro aluvial del cual se analizó el contenido de los isótopos estables del carbono (Rojo y Mehl, 2014). Para el período 35.000–31.000 años AP se registró la predominancia de valores isotópicos negativos entre -21 y -26 ‰ que implicaría la predominancia de plantas C_3 (Rojo y Mehl, 2014). En la actualidad, las plantas C_3 predominan en la vegetación Patagónica, mientras que las C_4 lo hacen en la vegetación del Monte. En consecuencia, esta evidencia documentaría un predominio de la vegetación Patagónica donde en la actualidad prevalece la vegetación de Monte, concordante con las inferencias de Gruta del Indio. Sin embargo, por tratarse de un registro aluvial, la vegetación riparia podría haber influenciado el registro isotópico

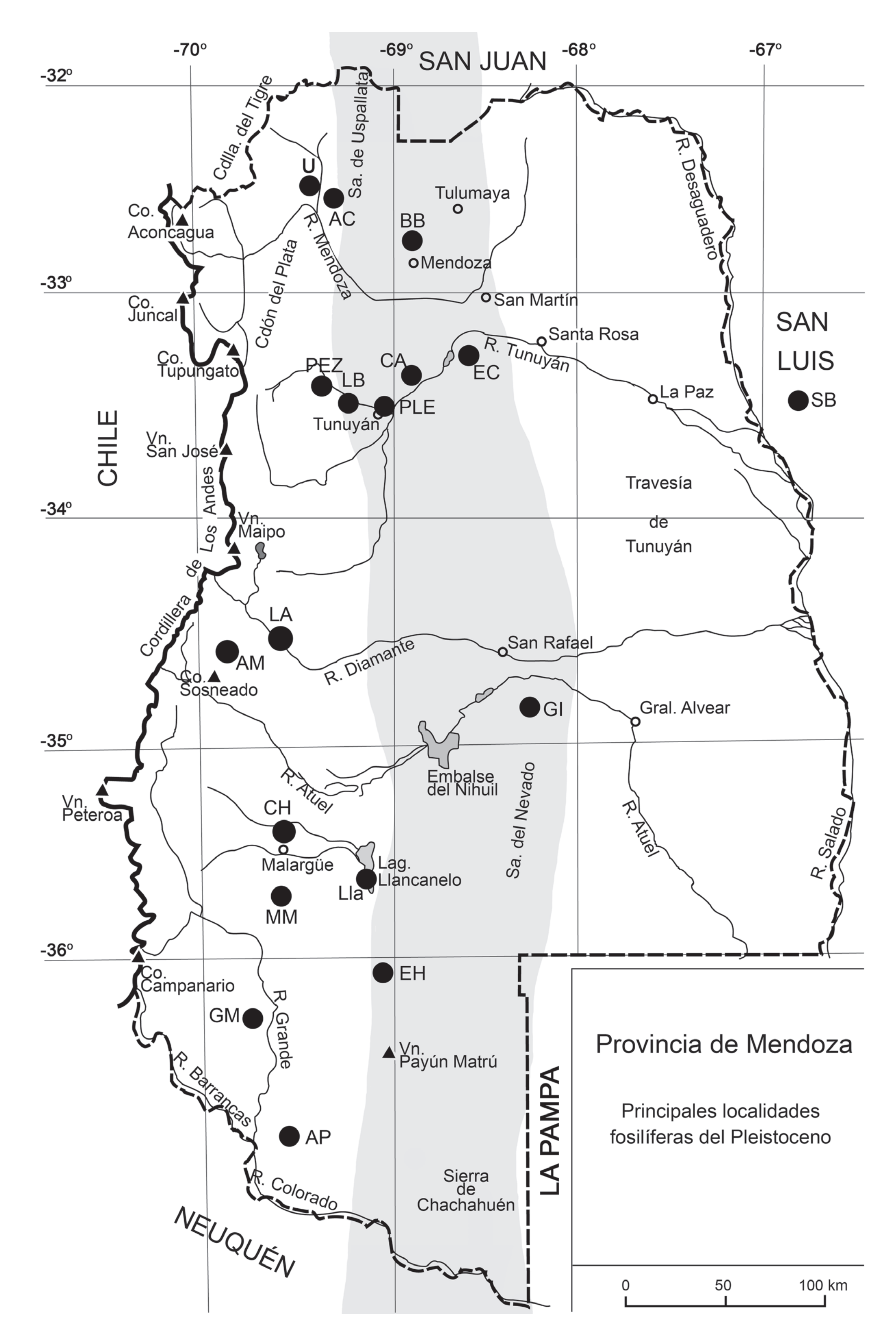


Figura 2. Mapa de la provincia de Mendoza con las localidades fosilíferas mencionadas en el texto. Abreviaturas: AC, Agua de la Cueva; AM, Arroyo Malo; AP, Agua de Pérez o Agua del Carrizo; BB, El Borbollón; CA, Costa Anzorena; CH, Cueva El Chacay o Cueva Casa de Piedra; EC, El Carrizal; EH, Volcán El Hoyo; GI, Gruta del Indio; GM, Gruta El Manzano; LA, Las Aucas, LB, Perfil La Bomba; Lla, Llancanelo; MM, Manqui Malal; PEZ, Puente El Zampal; PLE, Puente La Estacada; SB, Salinas del Bebedero; U, Uspallata. La franja gris representa a la "Diagonal Árida Sudamericana"—DAS

y entonces la señal de plantas C_3 podría estar reflejando, en parte, la del ambiente fluvial local (Rojo y Mehl, 2014).

Los registros de vegetación pleistocena posteriores a los niveles tempranos de Gruta del Indio y La Bomba, sólo se evidencian para el Tardiglacial (14.000–10.000 años AP). En Gruta del Indio, en los niveles correspondientes entre *ca.* 12.000 y 10.000 años AP, la vegetación es una mezcla de elementos patagónicos y del Monte, lo que sugiere un ambiente con aumento de la temperatura comparado con el período previo, aunque más frío que la actualidad (D'Antoni, 1983; Markgraf, 1983). En la Precordillera del Norte de Mendoza, un registro polínico del sitio arqueológico Agua de la Cueva (32° 37' S, 69° 10' O; 2.900 msnm; Figura 2), evidencia una vegetación dominada por elementos Altoandino-Patagónicos para *ca.* 11.000 años AP, reflejando un ambiente más frío y húmedo que el actual (García *et al.*, 1999). En otros dos sitios aluviales del arroyo La Estacada, denominados Puente La Estacada y Puente El Zampal (Figura 2), el registro polínico refleja una vegetación asociada a extrema aridez entre *ca.* 11.000 y 10.000 años AP, dominada por la familia Chenopodiaceae (Zárate y Paez, 2002). Hacia el este de Mendoza, un registro polínico del sitio salino-lacustre Salinas del Bebedero (SB) (33° 30' S, 66° 40' O; 380 msnm; Figura 2) documentó el predominio regional de la familia Chenopodiaceae, sin elementos arbustivos ni arbóreos (Rojo *et al.*, 2012). En la actualidad, Salinas del Bebedero está rodeada por vegetación ecotonal Monte-Espinal, de modo que el registro polínico sugiere un ambiente más árido que la actualidad, debido a menores precipitaciones y/o mayores temperaturas (Rojo *et al.*, 2012).

En síntesis, la información para el Pleistoceno tardío de Mendoza deriva principalmente de los indicadores polínicos, y en menor medida de los isótopos estables del carbono. Las asociaciones polínicas son características de ambientes desérticos-semidesérticos e indican un escenario dominado por un ambiente más frío que el presente, con bajas precipitaciones, permitiendo el desarrollo de una vegetación de tipo Patagónico en el piedemonte y en las planicies orientales mendocinas entre los 33,5° S y 35° S. En la Precordillera, a los 32° S, este ambiente más frío habría permitido el desarrollo de una vegetación Altoandina-Patagónica, reflejando, en este caso también, mayores precipitaciones que en el presente. Abraham de Vázquez *et al.* (2000) mediante un estudio geomorfológico, pedológico y palinológico de distintos sectores de Argentina y Chile, establecieron un escenario paleoambiental similar en relación a las precipitaciones para *ca.* 13.000–12.000 años AP, así como una influencia mayor que en el presente de la humedad del Pacífico en la cordillera y en las planicies del norte de Patagonia y sur de Cuyo, debido al fortalecimiento de los vientos del oeste y el debilitamiento del anticiclón del Pacífico.

Corolario regional.— Los registros polínicos que documenten períodos glaciales-interglaciales previos al LGM provienen de sedimentos oceánicos del Atlántico y el Pacífico sur (Groot y Groot, 1966) y de sedimentos lacustres tropicales (Hooghiemstra y Ran, 1994). Groot y Groot (1966) indicaron que la región andina del centro y sur de Chile y Argentina ha experimentado períodos alternados cálido-seco y frío-húmedo durante todo el Cuaternario, correspondientes a los ciclos interglaciales y glaciales, respectivamente. En las planicies de Argentina al este de Los Andes, los

autores reconocieron estepas graminosas áridas y semiáridas durante los períodos glaciales e interglaciales, aunque habrían sido de mayor extensión durante los períodos glaciales (Groot y Groot, 1966).

Por su parte, un sitio de las planicies altas (2.550 msnm) de Colombia cuenta con dos registros polínicos continentales (Funza I y Funza II), abarcando sedimentos de hasta 600 m de profundidad, que evidencian la historia de la vegetación local de un intervalo desde *ca.* 3,2 Ma hasta *ca.* 27 ka (Hooghiemstra y Ran, 1994). Este es el único sitio en América del Sur con un registro polínico continental continuo incluyendo el Pleistoceno. Los autores documentaron que las sucesivas glaciaciones del Pleistoceno forzaron los pisos de vegetación colombianos a movimientos altitudinales respecto al presente, en función de las variaciones de la temperatura (Hooghiemstra y Ran, 1994). Uno de los datos interesantes de este trabajo es la inmigración de especies holárticas (*e.g., Quercus* spp. y *Alnus* spp.) hacia el continente sudamericano a través del istmo de Panamá, lo que causó cambios en la composición florística de los bosques tropicales sudamericanos. Otro aspecto igualmente interesante de estos bosques es que la temperatura sería el factor climático principal vinculado a los cambios en la vegetación. La influencia de las precipitaciones, durante los ciclos glaciales-interglaciales, habría sido más influyente en los ambientes abiertos no boscosos, como sugirieron Behling y Hooghiemstra (1998, 2001). Los autores documentaron una expansión de las sabanas tropicales de Colombia durante el LGM debido a condiciones más secas respecto del presente Interglacial (Holoceno).

INVERTEBRADOS DEL PLEISTOCENO DE MENDOZA

Los datos sobre invertebrados del Pleistoceno de Mendoza son muy escasos. Se conocen únicamente a partir de estudios recientes específicos realizados en sitios puntuales de la provincia (De Francesco *et al.*, 2007; D'Ambrosio, 2014) y corresponden al Pleistoceno tardío (35–12 ka). El registro está representado fundamentalmente por moluscos (acuáticos y terrestres) y ostrácodos. La totalidad de los taxones reconocidos corresponden a especies representadas en la fauna viviente y muchas de ellas se registran en ambientes de la provincia de Mendoza.

Moluscos.— Los moluscos pleistocenos están representados en una sucesión aluvial ubicada en las proximidades de Tunuyán (LB) y en sedimentos de la laguna Llancanelo (Lla) (figura 2). El primer caso corresponde al perfil La Bomba (LB) (33° 28' S, 69° 03' O) (De Francesco *et al.*, 2007), ubicado en la planicie de agradación regional de la Formación El Zampal (*sensu* Zárate y Mehl, 2008). Esta sucesión, datada en 35–31 ka, representa un intervalo cálido y húmedo dentro del Pleistoceno tardío, que corresponde a un interestadial (MIS 3) del último ciclo glacial. La sucesión presenta una alternancia de gasterópodos dulceacuícolas y terrestres higrófilos. Entre los gasterópodos dulceacuícolas se encuentra *Lymnaea viator* d'Orbigny, 1835 y *Biomphalaria peregrina* (d'Orbigny, 1835), ambos indicadores de ambientes lénticos vegetados (De Francesco y Hassan, 2009). Los gasterópodos terrestres están representados por *Succinea meridionalis* (d'Orbigny, 1835), un caracol que se halla

asociado a ambientes acuáticos, y por los microgasterópodos *Radiodiscus* aff. *Radiodiscus quillajicola* Vargas-Almonacid, 2000 y *Rotadiscus amancaezensis* (Hidalgo, 1869) (Tabla 1). El microgasterópodo terrestre *Scolodonta semperi* Doering, 1885 ha sido erróneamente citado para el Pleistoceno tardío de Villavicencio, Mendoza (Miquel y Aguirre, 2011). Doering (1885), en su descripción original, mencionó que la especie fue recolectada cerca de esa localidad, pero solamente como material vivo. Al presente, la especie no se ha reconocido en los sedimentos cuaternarios de Mendoza.

De la laguna Llancanelo (Lla), D'Ambrosio (2014) reportó la presencia de *Heleobia parchappii* (d'Orbigny, 1835) en dos testigos, uno de ellos extraído al oeste de la laguna ("La Playa", 35° 38' 54,7"S, 69° 09' 39,4"O), que incluye un rango temporal de 27,9–2,3 ka (32,1–2,2 ka cal), y el otro ubicado al este de la laguna, en "El Salitral" (35° 36' 16,9"S, 69° 03' 38,2"O), con una edad entre 16,4–2,4 ka (19,6 y 2,5 ka cal). *Heleobia parchappii* es un caracol eurihalino muy común en ambientes acuáticos continentales, principalmente de la llanura pampeana. Su presencia en este caso es indicadora de ambientes de aguas salobres, similares a las que existen actualmente en la laguna (De Francesco, 2010). De hecho, Ciocco y Scheibler (2008) y De Francesco y Hassan (2009) identificaron al caracol viviente en la laguna Llancanelo como *H. parchappii*, basados en caracteres anatómicos. Sin embargo, es importante destacar que los resultados preliminares de estudios moleculares en proceso sugieren que podría corresponder a una especie diferente de *H. parchappii*, aunque críptica con ésta (Koch *et al.*, 2016). De confirmarse, esto tendría un impacto significativo sobre la identidad de la especie fósil, ya que sería imposible de diferenciarla de estas dos formas actuales sólo a partir de la morfología externa preservada.

Se realizaron prospecciones en busca de moluscos en otras sucesiones aluviales de edad pleistocena, ubicadas en la planicie de agradación regional de la Formación El Zampal (*sensu* Zárate y Mehl, 2008), en las proximidades de Tunuyán, sin hallarse restos, con lo cual la mayor parte del Pleistoceno tardío de Mendoza podría resultar estéril. Sin embargo, existen registros del caracol fluvial *Chilina* en las Salinas del Bebedero (San Luis, Figura 2) desde *ca.* 20 ka hasta finales del Pleistoceno (González, 1994). Las especies presentes corresponden a *C. parchappii* (d'Orbigny, 1835) y *C. mendozana* Ströbel, 1874 (Font, 2016). También en esta misma área se registró *Heleobia parchappii* en niveles de *ca.*14 ka y los bivalvos *Pisidium chiquitanum* Ituarte, 2001 y *Musculium* cf. *M. patagonicum* Pilsbry, 1911 (Font, 2016). Es de destacar que *Chilina* y *P. chiquitanum* se encuentran representados en el sur de Mendoza, a partir del Holoceno temprano, en sucesiones aflorantes en la margen derecha del río Atuel, en las proximidades de las localidades La Junta (perfil Puesto Vicencio) y Villa Atuel (Perfil La Guevarina) (De Francesco, 2010).

Ostrácodos.— En los dos testigos extraídos de la laguna Llancanelo, previamente mencionados ("La Playa" y "El Salitral"; Figura 2), D'Ambrosio (2014) reportó un total de 13 especies de ostrácodos (Tabla 1), todas representadas para el lapso correspondiente al Pleistoceno tardío: *Cyprideis salebrosa hartmanni* Ramírez, 1967, *Limnocythere staplini* Gutentag y Benson, 1962, *L. rionegroensis* Cusminsky y Whatley, 1996, *Alicenula* sp., *Candona* sp. 1, *Candona* sp. 2, *Cyprididae* indet 1, *Eucypris fontana* (Graf, 1931), *E. virgata* Cusminsky y Whatley, 1996, *Heterocypris salina* (Brady, 1868),

H. similis (Wierzejski, 1893), *Cypridopsis vidua* (Müller, 1776) e *Ilyocipris ramirezi* Cusminsky y Whatley, 1996. De estas, solamente *L. staplini*, *Alicenula* sp. y *C. vidua* se encuentran actualmente en la laguna Llancanelo, siendo *L. staplini* la especie dominante, mientras que las restantes viven en otros ambientes acuáticos del sur de Mendoza. Las asociaciones de ostrácodos representadas para el Pleistoceno tardío sugieren ambientes someros, susceptibles a la desecación y elevada salinidad, con ocasionales aportes de agua dulce.

Significado paleoambiental.— Los escasos fósiles de invertebrados registrados hasta el momento para el Pleistoceno de la provincia de Mendoza limitan la posibilidad de realizar inferencias paleoambientales y/o paleoclimáticas a nivel regional, aunque constituyen ventanas al pasado de valor estrictamente local.

Los moluscos de la Formación El Zampal, en el área de Tunuyán, constituyen al presente los registros más antiguos del Cuaternario para la provincia de Mendoza y corresponden a un intervalo cálido y húmedo (Interestadial), una situación muy diferente de la que tuvo lugar durante el resto del Pleistoceno, en el que habría predominado un clima frío y árido. En estas circunstancias, se habría desarrollado un cuerpo de agua muy somero y vegetado, probablemente un ambiente húmedo que quedaba sumergido ocasionalmente (De Francesco *et al.*, 2007). Para este mismo momento y en condiciones climáticas similares, se comienza a registrar *H. parchappii* en Llancanelo (32,1 ka cal) junto a algunas especies de ostrácodos, como *L. staplinii*, *L. rionegrensis* y *E. fontana* (D'Ambrosio, 2014). Las condiciones inferidas para la laguna habrían sido de agua somera y salina. Entre los ~24 ka y ~19 ka se habría producido una disminución de la temperatura, con un posible ingreso de agua dulce a la laguna relacionado con la presencia de *Alicenula* sp. La laguna seguiría siendo somera, pero el clima más frío habría evitado la evaporación, disminuyendo la salinidad. Posteriormente, a los ~19–18 ka, se habría producido un nuevo aumento de temperatura, para luego volver a descender entre los ~17,5 ka y ~12 ka (D'Ambrosio, 2014).

VERTEBRADOS DEL PLEISTOCENO DE MENDOZA

Uno de los elementos más singulares de los ecosistemas terrestres del Pleistoceno de América del Sur fue sin duda la megafauna en su conjunto: grandes mamíferos (>44 kg) y megamamíferos (>1 tonelada) (Cione *et al.*, 2003) que alcanzaron representatividad hacia el Pleistoceno tardío. En la actualidad, el tapir (*e.g.*, *Tapirus terrestris*, ~300kg) es el mamífero de mayor talla en América del Sur. Durante el Pleistoceno, se han documentado más de 35 especies de megamamíferos (Cione *et al.*, 2003), la mayoría de ellas correspondientes al grupo de los xenartros (perezosos terrestres y gliptodontes), que superaban ampliamente la tonelada de masa corporal (*e.g.*, *Megatherium americanum*, entre 3 y 6 toneladas; Fariña *et al.*, 1998). Estos componentes de la megafauna pleistocena fueron desapareciendo diferencialmente a lo largo del continente hacia el Pleistoceno–Holoceno (*e.g.*, Metcalf *et al.*, 2016 y literatura allí citada).

Tabla 1. Especies de invertebrados registradas para el Pleistoceno de Mendoza.

Taxón	**Localidad**	**Edad de la secuencia portadora**	**Referencias**
MOLLUSCA			
Biomphalaria peregrina (d'Orbigny, 1835)	LB	35–31 ka	De Francesco *et al*., 2007
Heleobia parchappii (d'Orbigny, 1835)	Lla	27,9–2,3 ka y 16,4–2,4 ka	D'Ambrosio, 2014
Lymnaea viator (d'Orbigny, 1835)	LB	35–31 ka	De Francesco *et al*., 2007
Radiodiscus aff. *R. quillajicola* Vargas-Almonacid, 2000	LB	35–31 ka	De Francesco *et al*., 2007
Rotadiscus amancaezensis (Hidalgo, 1869)	LB	35–31 ka	De Francesco *et al*., 2007
Succinea meridionalis (d'Orbigny, 1835)	LB	35–31 ka	De Francesco *et al*., 2007
OSTRACODA			
Alicenula sp.	Lla	27,9–2,3 ka y 16,4–2,4 ka	D'Ambrosio, 2014
Candona sp1.	Lla	16,4–2,4 ka	D'Ambrosio, 2014
Candona sp2.	Lla	27,9–2,3 ka y 16,4–2,4 ka	D'Ambrosio, 2014
Cyprideis salebrosa hartmanni Ramírez, 1967	Lla	27,9–2,3 ka y 16,4–2,4 ka	D'Ambrosio, 2014
Cypridopsis vidua (Müller, 1776)	Lla	27,9–2,3 ka y 16,4–2,4 ka	D'Ambrosio, 2014
Eucypris fontana (Graf, 1931)	Lla	27,9–2,3 ka y 16,4–2,4 ka	D'Ambrosio, 2014
Eucypris virgata Cusminsky y Whatley, 1996	Lla	27,9–2,3 ka y 16,4–2,4 ka	D'Ambrosio, 2014
Heterocypris salina (Brady, 1868)	Lla	27,9–2,3 ka y 16,4–2,4 ka	D'Ambrosio, 2014
Heterocypris similis (Wierzejski, 1893)	Lla	16,4–2,4 ka	D'Ambrosio, 2014
Ilyocipris ramirezi Cusminsky y Whatley, 1996	Lla	16,4–2,4 ka	D'Ambrosio, 2014
Limnocythere rionegroensis Cusminsky y Whatley, 1996	Lla	27,9–2,3 ka y 16,4–2,4 ka	D'Ambrosio, 2014
Limnocythere staplini Gutentag y Benson, 1962	Lla	27,9–2,3 ka y 16,4–2,4 ka	D'Ambrosio, 2014
Cyprididae indet. 2	Lla	27,9–2,3 ka y 16,4–2,4 ka	D'Ambrosio, 2014

Abreviaturas: LB = Perfil La Bomba. Lla = Llancanelo (sitios "La Playa" y "El Salitral").

En Mendoza, los trabajos iniciales vinculados a la megafauna pleistocena se deben a Rusconi (1946, 1947, 1961–1962), posteriormente incrementados por los resultados de excavaciones arqueológicas (*e.g.*, Semper y Lagiglia, 1962–1968; Gambier, 1980; Neme *et al.*, 2002; Neme y Gil, 2008) o hallazgos eventuales durante tareas de exploración geológica (*e.g.*, Cerdeño *et al.*, 2008; Forasiepi *et al.*, 2010). Sin embargo y a pesar de los esfuerzos focalizados durante las sucesivas décadas, el conocimiento disponible para la región es aún escaso (Cerdeño y Vera, 2007; Bargo *et al.*, 2010; Forasiepi *et al.*, 2010). Los mamíferos pleistocenos reconocidos para Mendoza son: *Megatherium americanum* Cuvier, 1796 (Xenarthra, Megatheriidae), Mylodontidae indet. (Xenarthra), *Glyptodon* sp. (Xenarthra, Glyptodontidae), *Hippidion devillei* (Gervais, 1855) y *Equus* (*Amerhippus*) *neogeus* Lund, 1840 (Perissodactyla, Equidae), cf. *Macrauchenia*? sp. (Litopterna, Macraucheniidae) y Camelidae indet. (Arctiodactyla) (Tabla 2). Si bien existen en la literatura menciones taxonómicas más precisas para varias localidades (*e.g.*, *Paleolama* sp., *Megatherium* sp. y *Mylodon* sp. para Cueva El Chacay (=Casa de Piedra), Rusconi, 1946; *Mylodon* sp., *Hippidion* sp., *Equus* sp., *Macrauchenia* sp. para Gruta del Indio, Semper y Lagiglia, 1962–1968; Lagiglia, 2001; García, 2003; y *Glossotherium* sp. para Volcán el Hoyo, Lagiglia, 2002; Neme y Gil, 2008), muchos de los especímenes sobre los cuales se han basado estas determinaciones son materiales fragmentarios y poco diagnósticos (*i.e.*, elementos postcraneanos, osículos dérmicos o boñigas), o no fueron localizados en los repositorios correspondientes, por lo cual ha sido imposible constatar sus determinaciones (Bargo *et al.*, 2010). La revisión más reciente de los especímenes disponibles ha sugerido determinaciones taxonómicas ambiguas en muchos de los casos (Bargo *et al.*, 2010; Forasiepi *et al.*, 2010). Asimismo, los intentos por resolver la taxonomía alfa de varios de los materiales con el análisis de biomoléculas, utilizando proteínas antiguas (*e.g.*, Brown and Brown, 2013), no ha arrojado resultados positivos hasta el momento (R.D.E. MacPhee, com pers. 2016).

A pesar de este registro acotado, es interesante destacar que la distribución areal y altitudinal de los hallazgos de la megafauna en Mendoza es amplia, ocupando ambientes de altura, hasta al menos 2.600 msnm (valles intermedios de la cordillera de los Andes, como las localidades de Uspallata y Arroyo Malo-3; Cerdeño *et al.*, 2008; Neme y Gil 2008), las planicies orientales (*e.g.*, El Carrizal, Costa Anzorena, Gruta del Indio; García, 2003; García y Lagiglia, 1999; García *et al.*, 2008; Lagiglia 2001, 2002; Semper y Lagiglia, 1962–1968; Cerdeño *et al.*, 2008; Forasiepi *et al.*, 2009, 2010) y La Payunia (*e.g.*, Volcán del Hoyo; Rusconi, 1946, 1949; Neme y Gil, 2008; Bargo *et al.*, 2010; Forasiepi *et al.*, 2010) (Figura 2).

De las doce localidades con registros de megafauna pleistocena, cuatro corresponden a sitios arqueológicos (Gruta del Indio, Arroyo Malo-3, Cueva El Chacay y Gruta El Manzano), entre los cuales solo en uno se ha sugerido la contemporaneidad con las poblaciones humanas (Gruta del Indio, ver más abajo). Entre las localidades paleontológicas de las que se dispone de información, la mayoría corresponden a depósitos aluviales o fluviales (*e.g.*, Rusconi, 1947; Forasiepi *et al.*, 2010), palustres o lacustres (Cerdeño *et al.*, 2008), en líneas generales asociados a los cursos de agua actuales (Figura 2). Entre dichas localidades, cabe destacar el afloramiento de asfaltita de Las Aucas (34º 40’ S, 69º 32’ O; 1.900 msnm), del cual se han recuperado

Tabla 2. Especies de vertebrados registradas para el Pleistoceno de Mendoza.

Taxón	Material	Localidad	Estratigrafía y edad	Referencias
XENARTHRA				
Megatherium americanum	CRIDC-PV 29: Fragmento de mandíbula con dentición y postcraneo asociado.	MM	12.300 ± 120 ^{14}C años AP.	Praderio *et al*., 2012.
Megatherium sp.	MCNAM-PV 628: fémur izquierdo.	BB		Rusconi, 1947.
Megatherium sp.	IIAM: restos indet.	GM	~9.500 años AP.	Gambier, 1980, Gambier *et al*., 1985; Lagiglia, 2002.
Megatherium sp.	MHNSR-PV: diente aislado.	GI		Semper y Lagiglia, 1962-1968; Lagiglia 2001.
cf. *Megatherium* sp.	MHNSR-PV 1096: cuatro fragmentos vertebrales.	AP		Neme y Gil 2008.
Mylodontidae indet.	MNHSR-PV 901: escápula derecha, cinco fragmentos vertebrales, un fragmento de costilla y fragmentos indeterminados.	EH	10.910 ± 110 ^{14}C años AP.	Lagiglia, 2002; Neme y Gil, 2008.
Phyllophaga indet.	MHNSR-PV: restos óseos y boñigas.	GI	Dataciones entre 30.800 ±700 y 8.990 ±90 ^{14}C años AP.	Semper y Lagiglia 1962-1968; Long *et al*. 1998; García y Lagiglia, 1999; Lagiglia 2001; García, 2003; García *et al*., 2008.
Phyllophaga indet.	MNHSR AMA-3 B1/NO/36 #384: falange aislada.	AM	10.873 ± 94 ^{14}C años AP.	Neme y Gil, 2008.
Phyllophaga indet.	MCNAM-PV 141-142: dos cabezas de fémur; MCNAM-PV 143: cuerpo vertebral; MCNAM-PV 144: fragmento de radio; MCNAM-PV 145: fragmento de costilla; MCNAM-PV 146: arco neural; MCNAM-PV 148: fragmento de metápodo.	CH	20.400 ± 650 a 13.960 ± 190 ^{14}C años AP.	Rusconi 1946, 1949; Neme y Gil 2008; Bargo *et al*., 2010; Forasiepi *et al*., 2010.
Phyllophaga indet.	MHNSR-PV: fragmentos vertebrales y otros restos postcraneanos.	LA		
Glyptodon sp.	MHNSR-PV 489: una placa aislada.	Cerca EC	Imprecisa.	Forasiepi *et al*., 2010.

Tabla 2 (cont.). Especies de vertebrados registradas para el Pleistoceno de Mendoza.

Taxón	Material	Localidad	Estratigrafía y edad	Referencias
Glyptodon sp.	MCNAM-PV 3912: 76 placas de la coraza dorsal y fragmentos de placas aisladas.	CA	Posible Formación La Invernada (C. Regairaz com pers., 2016).	Forasiepi *et al*., 2009.
PERISSODACTYLA				
Hippidion devillei	MCNAM-PV 3808: incisivos, caninos, premolares y molares superiores y tres premolares inferiores.	U	Plioceno tardío-Pleistoceno medio.	Cerdeño *et al*., 2008.
Hippidion devillei	MCNAM-PV 3840: primera falange central.	EC	Sedimentos lacustres-palustres.	Cerdeño *et al*., 2008.
Equus (*Amerhippus*) sp.	MHNSR-PV 440: fragmentos de dientes.	cerca EC	Impreciso.	Bargo *et al*., 2010; Forasiepi *et al*., 2010.
cf. *Equus* (*Amerhippus*) *neogeus*	MCNAM-PV 149: sínfisis mandibular.	CH	15.520 ± 130 ^{14}C años AP.	Rusconi 1946, 1949; Cerdeño *et al*., 2008; Neme y Gil, 2008; Bargo *et al*., 2010; Forasiepi *et al*., 2010.
Equidae indet.	MHNSR-PV: materiales óseos y boñigas.	GI	Pre-Atuel IV: >32.000–11.000 años AP; Atuel IV: 11.000-9.500 años AP.	García y Lagiglia, 1999; Lagiglia 2001; García *et al*., 2008.
LITOPTERNA				
cf. *Macrauchenia*?	MHNSR-PV: fragmento de metápodo o falange.	GI	Atuel IV: 11.000-9.500 años AP.	García, 2003; Neme y Gil, 2008.
ARTIODACTYLA				
Camelidae indet.	MCNAM-PV 151: fragmento distal de húmero.	CH		Rusconi 1946, 1949; Bargo *et al*., 2010; Forasiepi *et al*., 2010.

Abreviaturas institucionales: IIAM = Instituto de Investigaciones Arqueológicas y Museo "Prof. Mariano Gambier", San Juan. MCNAM-PV = Museo de Ciencias Naturales y Antropológicas "J. C. Moyano", Colección Paleontología de Vertebrados, Mendoza. MHNSR-PV = Museo de Historia Natural de San Rafael, Colección Paleontología de Vertebrados, San Rafael, Mendoza.
Otras abreviaturas: AM = Arroyo Malo. AP = Agua de Pérez (= Agua del Carrizo). BB = El Borbollón. CA = Costa Anzorena. CH = Cueva El Chacay (= Casa de Piedra). EC = El Carrizal. EH = Volcán El Hoyo. GI = Gruta del Indio. GM = Gruta El Manzano. LA = Las Aucas. MM = Manqui Malal. U = Uspallata.

restos vertebrales y otros elementos postcraneanos de perezosos indeterminados (Museo de Historia Natural de San Rafael; Tabla 2). Si bien el material recuperado es fragmentario y poco diagnóstico, el tipo de yacimiento portador resulta peculiar para la región.

Entre los hallazgos mencionados, los perezosos (Xenarthra, Phyllophaga) son los mamíferos dominantes, seguidos por los équidos, *Hippidion* y *Equus (Amerhippus)*.

Megatherium es el perezoso registrado en la mayor cantidad de sitios; se conocen restos al menos en cinco localidades: Agua de Pérez (AP)(= Agua del Carrizo; 36º 50' 44.8" S, 69º 29' 15.9" O; 1.400 msnm), El Borbollón (BB) (aproximadamente 20 km al norte de la ciudad de Mendoza), Gruta El Manzano (GM) (unos 37 km al sur de Bardas Blancas; 36º 06' S, 69º 52' O; 1.500 msnm), Gruta del Indio (GI) (15 km al sur de San Rafael; 34º 45' S, 68º 22' O; 660 msnm) y Manqui Malal (MM) (30 km al sur de la ciudad de Malargüe ; 35º 45' 31" S y 69º 34' 08" O; 1910 msnm) (tabla 2; figura 2). Además, Rusconi (1946) refirió algunos ejemplares recuperados de la Cueva El Chacay (CH) (= Casa de Piedra; aproximadamente 15 km al norte de la ciudad de Malargüe) al género *Megatherium*; sin embargo, no existen caracteres diagnósticos en el material que permitan sostener esta determinación (Bargo *et al.*, 2010). Entre estos hallazgos pleistocenos, cabe destacar que por medio de una calibración relativa Lagiglia (2002) estimó la edad del *Megatherium* de Gruta El Manzano en ~9.500 años AP. Aceptar esta edad implica la supervivencia del taxón en la región hasta el principio del Holoceno. Una datación radiocarbónica de 9.560±790 ^{14}C años AP fue mencionada para un material óseo de *Megatherium* de Gruta del Indio (GrN 5775) en García *et al*. (2008); sin embargo, es preciso mencionar que esta corresponde en realidad a osículos dérmicos de Phylophaga indet (ver Long *et al.*, 1998). En la región pampeana, se han encontrado megamamíferos más recientes (~7.500 años AP) que corresponden mayoritariamente a xenartros (gliptodontes y perezosos terrestres) (Gutiérrez *et al.*, 2010). Distintos estudios paleobiológicos han concluido que estos herbívoros habrían consumido y explotado una gran variedad de vegetales y de hábitats, lo cual podría vincularse con una mayor flexibilidad para sobrevivir en los ambientes modificados de fines del Pleistoceno y principios del Holoceno y una supervivencia diferencial respecto a los otros componentes de la megafauna (Gutiérrez *et al*., 2010). En esta línea de interpretación, se efectuaron análisis de isótopos estables sobre los restos del *Megatherium* de la localidad Manqui-Malal, datado en 12.300 ± 120 ^{14}C años AP, que permitieron inferir una dieta mixta para el espécimen, con un componente de plantas C4 mayor que el registrado para otros especímenes del mismo taxón de la región, pero más antiguos, lo cual se asociaría con una cierta plasticidad en la dieta (Praderio *et al*., 2012). Asimismo, la comparación de la información isotópica de los herbívoros de finales del Pleistoceno de latitudes medias de América del Sur permitió sugerir un cambio en la dieta alrededor de los 14.000 años AP, coincidente con el significativo cambio plaoeclimático propuesto a partir de los análisis de polen y moluscos, estratigrafía y sedimentología regional (Markgraf, 1983; Labraga y Villalba, 2009; Zárate *et al.*, 2010). Por el contrario, esta señal no es evidente en los análisis de boñigas asignadas a caballos (cf. *Hippidion*) de Gruta del Indio (García *et al.*, 2008; ver más abajo).

Entre los perezosos recuperados en Mendoza, un material particular es una falange aislada de pequeño tamaño referida a un Phyllophaga indeterminado proveniente del sitio Arroyo Malo-3 (AM) (34º 51' 20" S, 69º 53' 15" O; 2.000 msnm, Figura 2), datada en 10.873±94 ^{14}C años AP (Neme y Gil, 2008). Los perezosos de pequeño tamaño son poco frecuentes en el Pleistoceno de la Argentina, siendo el megaloníquido *Diabolotherium nordenskioldi* de sedimentos del Lujanense de Perú (Pujos *et al.*, 2007) el que presenta una talla comparable al material de Mendoza. El sitio Arroyo Malo-3 está ubicado en un valle intermontano a unos 2.000 msnm, el cual hacia los 11.000 años AP habría estado caracterizado por una vegetación dominada por elementos de la provincia fitogeográfica Patagónica (Diéguez y Neme, 2003). El hallazgo de este perezoso en altitud y asociado a ambientes extremos sugiere requerimientos ecológicos y capacidades metabólicas para el taxón que merecen ser exploradas en detalle.

El género *Glyptodon* es el Glyptodontidae con mayor distribución latitudinal en América del Sur, desde el sur de la Argentina hasta, probablemente, Colombia (Carlini et al., 2008). El hallazgo de *Glyptodon* en el piedemonte andino, *i.e.,* Costa Anzorena (CA) (33º 24' 49" S, 68º 51' 10" O, en las cercanías del Dique El Carrizal), constituye el registro argentino más occidental y podría estar próximo al límite de la distribución del género, considerando la Cordillera de los Andes como una barrera natural para su distribución (Forasiepi *et al.*, 2009).

El registro de caballos, *Hippidion*, *Equus* (*Amerhippus*) o Equidae indeterminados, proviene de cuatro localidades en la provincia: Uspallata (U) (32º 43' S, 69º 20' O; 2648 msnm), cercanías del dique El Carrizal, Cueva El Chacay y Gruta del Indio (Figura 2). La distribución espacial de estas localidades, incluyendo ambientes de altura como el ejemplar de Uspallata, sugiere una versatilidad ecológica importante. En este sentido, García *et al.* (2008) analizaron el registro de macrorrestos de las boñigas atribuidas a *Hippidion* de dos sitios arqueológicos del Pleistoceno tardío de Argentina: Los Morrillos (31º 43' S, 68º 42' O; 3.000 msnm; San Juan) y Gruta del Indio (Mendoza). Los resultados indicaron una flexibilidad en la dieta de estos caballos comparando ambas localidades, con un mayor componente herbáceo en la primera localidad y más arbustivo en la segunda. Para Gruta del Indio, no se detectó un cambio en la dieta a lo largo de la secuencia (entre 31.000 y ca 9.000 años AP), a diferencia de lo registrado mediante análisis de isótopos para *Megatherium* en la región (Praderio *et al.*, 2012). Si bien García *et al.* (2008) distinguieron las boñigas entre unas más grandes e irregulares, que refirieron a perezosos, y otras más pequeñas y redondeadas que refirieron a *Hipiddion*, la asignación de estas últimas a nivel genérico resulta ambigua, siendo más oportuno considerarlas como pertenecientes a un Equidae indeterminado hasta que otra metodología (*e.g.,* análisis de biomoléculas: proteómica o ADN antiguo) permita precisar su determinación.

Los Litopterna cuentan con un único registro dudoso de *Macrauchenia* del sitio arqueológico Gruta del Indio (García, 2003; García *et al.*, 2008; Neme y Gil, 2008). El material consiste en un fragmento distal de un metápodo o una falange. Su talla concuerda con la de *Macrauchenia patachonica*; sin embargo, no existen caracteres diagnósticos que permitan sustentar la determinación de este material. *Macrauchenia* tiene una distribución amplia en el continente, incluyendo el sur de la Patagonia

argentina y chilena (*e.g.*, Scherer *et al.*, 2009), por lo cual podría eventualmente corresponder su presencia en Gruta del Indio.

Una situación similar ocurre con un fragmento distal de un húmero proveniente de Cueva El Chacay, originalmente referido por Rusconi (1946) a *Paleolama* sp. Hasta no contar con material diagnóstico, se prefirió considerar el espécimen como Camelidae indeterminado (Bargo *et al.*, 2010).

No existen evidencias claras de fauna extinta en el sitio Agua de la Cueva (figura 2). La mayor parte de su registro faunístico corresponde a guanaco (*Lama guanicoe*). Sin embargo, algunos restos de camélidos se atribuyeron tentativamente a *Lama (Vicugna) gracilis* (García 1999), una especie extinta reconocida para el Pleistoceno y el Holoceno temprano de Argentina y Uruguay (Cajal *et al.*, 2010). Si bien la validez taxonómica de este camélido ha sido discutida (*e.g.*, Weinstock *et al.*, 2009), los estudios recientes de ADN antiguo han revelado su identidad genómica (Metcalf *et al.*, 2016), quedando entonces pendiente la determinación precisa de los materiales del norte mendocino.

Extinción de la megafauna.— La mayoría de los fechados más recientes de megafauna en Mendoza rondan los 11.000 años AP, con registros aislados que eventualmente sugieren edades más modernas (*ca.* 9.000 años AP; García, 2003; García *et al.*, 2008). Las etapas más tempranas de exploración y colonización de los grupos humanos en Mendoza habrían comenzado hacia finales del Pleistoceno (*ca.* 11.000 ^{14}C años AP) con evidencias en los sitios Gruta del Indio (Lagiglia, 1979; García y Lagiglia 1999; Lagiglia 2001, 2002; Neme y Gil 2008) y Agua de la Cueva (García, 1995, 1998, 2003). Debido a la escasa cantidad de elementos culturales hallados, se ha interpretado que estos grupos humanos se encontraban en un proceso de exploración del paisaje local, de ocupación efímera y baja densidad (Neme y Gil, 2008).

Entre los sitios arqueológicos con megafauna, solo para Gruta del Indio se ha sostenido la coexistencia temporal con el hombre (*e.g.*, García, 2003; García y Lagiglia, 1999; Lagiglia, 1962–1968; aunque véase Long *et al.*, 1998). Los restos de mamíferos extintos se recuperaron de dos niveles en la cueva: Pre-Atuel IV y Atuel IV (Semper y Lagiglia, 1962–1968; Lagiglia, 2001), ambos diferenciados por la presencia de restos culturales a partir del Atuel IV. Si bien los fechados radiométricos de osículos dérmicos, boñigas y carbones han sugerido contemporaneidad, esta coexistencia no implica explotación por parte del hombre (García, 2003; Gil y Neme, 2010), dado que no existe evidencia directa de la utilización de la megafauna como recurso (Neme y Gil, 2008). Los reportes de huesos dérmicos de Mylodontidae quemados o huesos fracturados (Lagiglia, 1979) podrían vincularse a modificaciones postdepositacionales. Previamente, Rusconi (1946) mencionó la presencia de marcas, perforaciones e indicios de quemaduras sobre varios de los huesos asignados de Phyllophaga provenientes de la Cueva El Chacay. Sin embargo, las observaciones más recientes indicaron que estas marcas aparentemente no representarían actividades de los paleoindios (Neme y Gil, 2008). Asimismo, los fechados efectuados sobre estos huesos representan edades tempranas (tabla 2), discordantes con las edades más antiguas conocidas para los primeros asentamientos humanos de la región, *ca.* 11.000 ^{14}C años AP (Neme y Gil, 2008). Es interesante

destacar que el sitio arqueológico chileno Tagua Tagua, próximo latitudinalmente a Gruta del Indio y de edad fini-pleistocena, ha sido interpretado como un lugar de matanza y descuartizamiento de mastodontes (*Cuvieronius hyodon*; ver Frassinetti y Alberdi, 2000), fundamentalmente, aunque también se hallaron caballos (*Equus* sp.) y ciervos (*Antifer niemeyeri*) (Nuñez et al., 1994; García, 1999). Desde una perspectiva antropológica, las diferencias entre los sitios de cordillera sin asociación y los sitios del bajo con asociación se interpretaron alternativamente como dos patrones culturales diferentes o como el producto de la explotación estacional diferencial de un mismo grupo (Neme y Gil, 2008 y literatura allí citada).

Se han propuesto diversos modelos para explicar la extinción de la megafauna en América de Sur; entre ellos, diversos factores físicos y biológicos como los cambios climáticos, diversos eventos geológicos, el impacto de un asteroide, la biología de las especies implicadas, la caza intensiva de los primeros pobladores humanos, las consecuencias indirectas de la presencia humana, patógenos o la conjunción de estos factores (*e.g*., Martin, 1967, 1995; Barnosky, 1989, 2009; MacPhee y Marx, 1997; Cione *et al.*, 2003; Barnosky *et al.*, 2004, 2016; Haynes, 2006; Koch and Barnosky, 2006; Brook et al., 2008; Borrero, 2009; Politis y Messineo, 2008; Barnosky y Lindsey, 2010; Monjeau et al. 2015; Metcalf *et al*., 2016). Entre estos, los paradigmas principales son el ambiente vs. el hombre, en torno a los cuales ronda la discusión, la cual parece encontrarse al momento bloqueada (Monjeau *et al.*, 2015). Los procesos, la duración y la cronología del evento de extinción de la megafauna sin duda han actuado diferencialmente en cada región (Metcalf *et al.*, 2016). En la Región de Cuyo, la transición Pleistoceno–Holoceno parece no haber afectado otras comunidades, excepto a los componentes de la megafauna. Alternativamente, las fluctuaciones altitudinales o latitudinales de las comunidades han devenido en extinciones locales de plantas, invertebrados y vertebrados. Si bien existe evidencia de coexistencia temporal entre la megafauna y el hombre en un solo sitio arqueológico en Mendoza (*i.e*., Gruta del Indio), no hay evidencia positiva de la utilización de la megafauna como recurso. Sobre la base del análisis de isótopos estables, tanto los caballos extintos como los perezosos habrían tenido una amplitud y una flexibilidad importantes en la dieta, lo cual explicaría la utilización de hábitats diversos, aunque no explicaría su extinción hacia los 11.000 años AP en asociación a las fluctuaciones climático-ambientales y la vegetación asociada. Hacia el Pleistoceno más tardío y tal vez el Holoceno temprano, habrán persistido en Mendoza solo algunos taxones relictuales.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Alfredo Zurita por la invitación a participar de este capítulo. CGDF agradece a Sabina D'Ambrosio, Eduardo Koch y Sergio Miquel por clarificaciones relacionadas con los antecedentes de invertebrados fósiles y actuales de la región de estudio. Agradecemos al revisor por sus comentarios y sugerencias que ayudaron a mejorar el manuscrito original. Contribución al proyecto PUE 0091 (IANIGLA).

Contribuciones.— AEM, marco geológico; LR, vegetación; CGDF, invertebrados; EC y AMF, vertebrados. Todos los autores han leído y han contribuido a la versión final del manuscrito.

BIBLIOGRAFÍA

Abraham de Vázquez, E. y Rodríguez Martínez, F. (Eds.). 2000. Argentina, recursos y problemas ambientales de la zona árida. Programa de Cooperación para la Investigación, Junta de Gobierno de Andalucía – Universidades y Centros de Investigación de la Región Andina Argentina, GTZ, IDR (Univ. Granada), IADIZA, SDSyPA. Argentina, 143 pp. y atlas.

Abraham de Vázquez, E. M., Garleff, K., Liebricht, H., Regairaz, A. C., Shäbitz, F., Squeo, F. A., Stingl, H., Veit, H. y Villagrán, C. 2000. Geomorphology and paleoecology of the Arid Diagonal in Southern South America. Zeitschrift für Angewandte Geologie, SH 1: 55-61.

Baker, S. E., Gosse, J. C., McDonald, E. V., Evenson, E. B. y Martínez, O. 2009. Quaternary history of the piedmont reach of Río Diamante, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 28: 54-73.

Bargo, M. S., Montalvo, C. I., Chiesa, J., Forasiepi, A. M., Cerdeño, E., Lucero, P. y Martinelli, A. G. 2010. El registro de mamíferos del Pleistoceno tardío–Holoceno temprano del centro oeste de Argentina. En: Zárate, M., Gil, A. y Neme, G. A. (Eds.), Paleoambientes y Ocupaciones Humanas del Centro-Oeste de Argentina durante el Pleistoceno tardío – Holoceno: 213-238. Sociedad Argentina de Antropología, Buenos Aires.

Barnosky, A. D. 1989. The Late Pleistocene event as a paradigm for widespread mammal extinction. En: S. Donovan (Ed.), Mass Extinctions: Processes and Evidence: 235-254. Belhaven Press, London.

Barnosky, A. D. 2009. Heatstroke: nature in an Age of Global Warming. Island Press, Washington, DC, 269 pp.

Barnosky, A. D. y Lindsey, E. L. 2010. Timing of Quaternary megafaunal extinction in South America in relation to human arrival and climate change. Quaternary International 217: 10-29.

Barnosky, A. D., Koch, P. L., Feranec, R. S., Wing, S. L. y Shabel, A. B. 2004. Assessing the causes of Late Pleistocene extinctions on the continents. Science 306: 70-75.

Barnosky, A. D., Lindsey, E. L., Villavicencio, N. A., Bostelmann, E., Hadly, E. A., Wanket, J. y Marshall, C. R. 2016. Variable impact of late Quaternary megafaunal extinction in causing ecological state shifts in North and South America. Proceeding of the National Academy of Sciences 113: 856-861.

Behling, H. y Hooghiemstra, H. 1998. Late Quaternary paleoecology and paleoclimatology from pollen records of the savannas of Llanos Orientales in Colombia. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 139: 251-267.

Behling, H. y Hooghiemstra, H. 2001. Neotropical savanna environments in space and time: Late Quaternary inter-hemispheric comparisons. En: Margraf, V.

(Ed.), Inter-Hemispheric Climatic Linkages: 307-323. Academic Press, San Diego.

Borrero, L. 2009. The elusive evidence: the archaeological record of the South American extinct megafauna. En: Haynes, G. (Ed.), American Megafaunal Extinctions at the End of the Pleistocene: 145-68. Springer Science, Dordrecht.

Brovkin, V. 2007. Glacial climates. En: Elias, S. A (Ed.), Encyclopedia of Quaternary Science: 721-729. Elsevier, Amsterdam.

Brown, K. A. *y* Brown, T. A. 2013. Biomolecular archaeology. Annual Review of Anthropology 42: 159-174.

Brook, B. W., Sodhi, N. S., Bradshaw, C. J. A. 2008. Synergies among extinction drivers under global change. Trends in Ecology and Evolution 23: 453-460.

Bruniard, E. 1982. La Diagonal Árida Argentina: un límite climático real. Revista Geográfica 95: 5-20.

Cabrera, A. L. 1976. Regiones fitogeográficas argentinas. En: Kugler, W. F. (Ed.), Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería vol. 2, parte 1. ACME, Buenos Aires, 85 pp.

Cajal, J., Tonni, P. E. y Tartarini, V. 2010. The extinction of some South American camelids: the case of *Lama* (*Vicugna*) *gracilis*. Mastozoología Neotropical 17: 129-134.

Carlini, A. A., Zurita, A.E. y Aguilera, Y. O. 2008. North American glyptodontines (Xenarthra, Mammalia) in the Upper Pleistocene of northern South America. Palaeontologische Zeitschrift 82: 125-138.

Cerdeño, E. y Vera, B. 2007. Research on Cenozoic mammals in Mendoza Province, Argentina. En: Díaz-Martínez, E. y Rábano, I. (Eds.), 4th European Meeting on Paleontology and Stratigraphy of Latin America. Cuadernos del Museo Geominero 8: 91-96. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

Cerdeño, E., Moreiras, S. y Alberdi, M. T. 2008. Primeros hallazgos del équido *Hippidion* (Perissodactyla) en el Pleistoceno de la Provincia de Mendoza, Argentina. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales 10: 211-220.

Ciocco, N. F. y Scheibler, E. E. 2008. Malacofauna of the littoral benthos of a saline lake in southern Mendoza, Argentina. Fundamental and Applied Limnology 172: 87-98.

Cione, A. L., Tonni, E. P. y Soibelzon, L. 2003. The broken Zig-Zag: Late Cenozoic large mammals and tortoise extinction in South America. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales 5: 1-19.

Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson. A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W. y McCabe, M. 2009. The Last Glacial Maximum. Science 325: 710-714.

Coronato, A., Rabassa, J. 2007. Late Quaternary in South America. En: Elias, S.A. (Ed.), Encyclopedia of Quaternary Science: 1101-1109. Elsevier, Amsterdam.

Costa, C. H., Audemard, F. A., Becerra, F. R., Lavenu, A., Machette, M. N. y París, G. 2006. An overview of the main Quaternary deformation of South America. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61: 461-479.

D'Ambrosio, D. S. 2014. Reconstrucción paleolimnológica de la laguna Llancanelo (Mendoza, Argentina) a través del estudio de ostrácodos del Cuaternario. Tesis

Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 209 pp. La Plata.
D'Antoni, H. 1983. Pollen analysis of Gruta del Indio. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 1: 83-104
De Francesco, C. G. 2010. Moluscos y paleoambientes del centro-oeste de Argentina durante el Cuaternario. En: Zárate, M. A., Gil, A. y Neme, G. A. (Eds.), Condiciones Paleoambientales y Ocupaciones Humanas durante la transición Pleistoceno–Holoceno y Holoceno de Mendoza: 151-174. Sociedad de Antropología, Buenos Aires.
De Francesco, C. G. y Hassan, G. S. 2009. The significance of molluscs as paleoecological indicators of freshwater systems in central-western Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 274: 105-113.
De Francesco, C. G., Zárate, M. A. y Miquel, S. E. 2007. Late Pleistocene mollusc assemblages and inferred paleoenvironments from the Andean piedmont of Mendoza, Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 251: 461-469.
Diéguez, S. y Neme, G. A. 2003. Geochronology of the Arroyo Malo-3 site and the first human occupations in north Patagonia in the early Holocene. En: Miotti, L., Salemme, M. y Flegenheimer, N. (Eds.), Where the South Winds Blows: Ancient Evidence for Paleo South Americans: 87-92. A&M University Press, Texas.
Doering, A. 1885 ("1884"). Apuntamientos sobre la fauna de moluscos de la República Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de la República Argentina 7: 457-474.
Espizúa, L .E. 1993. Quaternary glaciations in the Río Mendoza Valley, Argentine Andes. Quaternary Research 40: 150-162.
Espizúa, L. E. 2004. Pleistocene glaciations in the Mendoza Andes, Argentina. En: Ehlers J. y Gibbard P .L. (Eds.), Quaternary Glaciations -Extent and Chronology, Part III: 69-73. Elsevier. Amsterdam.
Espizúa, L. E. 2005. Holocene glacier chronology of Valenzuela Valley, Mendoza Andes, Argentina. The Holocene 15: 1079-1085.
Espizúa, L. E. y Bigazzi, G. 1998. Fission-track dating of the Punta de Vacas glaciation in the Río Mendoza Valley, Argentina. Quaternary Science Reviews 17: 755-760.
Fariña, R. A, Vizcaíno, S. F. y Bargo, M. S. 1998. Body mass estimations in Lujanian (late Pleistocene – early Holocene of South America) mammal fauna. Mastozoología Neotropical 5: 87-108.
Fauqué, L., Hermanns, R., Hewitt, K., Rosas, M., Wilson, C., Baumann, V., Lagorio, S. y Di Tommaso, I. 2009. Mega-deslizamientos de la pared sur del cerro Aconcagua y su relación con depósitos asignados a la glaciación pleistocena. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65: 691-712.
Font, E. A. 2016. Bioestratigrafía y paleoecología de moluscos y carófitas en paleoambientes cuaternarios del oeste de San Luis, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Físico Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, 195 pp. San Luis.

Forasiepi, A. M., Martinelli, A. G., Zurita, A. y Ponce, H. 2009. Primer registro de *Glyptodon* Owen (Mammalia, Xenarthra, Cingulata) para el Pleistoceno de la provincia de Mendoza (Argentina). Mastozoología Neotropical 16: 217-222.

Forasiepi, A. M., Martinelli, A. G., Gil, A., Neme, G. A. y Cerdeño, E. 2010. Fauna extinta y ocupaciones humanas en el Pleistoceno final – Holoceno temprano del Centro Occidente Argentino. En: De Nigris, M., Fernández, P. M., Giardina, M., Gil, A., Gutiérrez, M. A., Izeta, A., Neme, G. A. y Yacobaccio, H. D. (Eds.): Zooarqueología a Principios del Siglo XXI: Aportes Teóricos, Metodológicos y Casos de Estudio: 219-229. Ediciones El Espinillo, Buenos Aires.

Frassinetti, D. y Alberdi, M. T. 2000. Revisión y estudio de los restos fósiles de mastodontes de Chile (Gomphotheriidae): *Cuvieronius hyodon*, Pleistoceno superior. Estudios Geológicos 56: 197-208.

Gambier, M. 1980. Excavaciones arqueológicas en la Gruta de El Manzano, Río Grande, Mendoza. Boletín del Museo de Ciencias Naturales y Antropológicas "J. C. Moyano" 1: 45-56.

Gambier, M., Michieli, C. T. y Pastore, M. A. 1985. La cultura de los Morrillos, San Juan. Instituto de Investigaciones Arqueológicas y Museo, Facultad de Filosofía, Humanidades y Artes, Universidad Nacional de San Juan, San Juan, 231 pp.

García, A. 1999. La extinción de la fauna pleistocénica en los Andes Centrales Argentino-Chilenos. Revista Española de Antropología Americana 29: 9-30.

García, A. 2003. On the coexistence of man and extinct Pleistocene megafauna at Gruta del Indio (Argentina). Radiocarbon 45: 33-39.

García, A. y Lagiglia, H. 1999. A 30,000-year-old megafauna dung layer from Gruta del Indio (Mendoza, Argentina). Current Research in the Pleistocene 16: 116-118.

García, A., Martínez Carretero, E. y Dácar, M. A. 2008. Presence of *Hippidion* at two sites of western Argentina. Diet composition and contribution to the study of the extinction of Pleistocene megafauna. Quaternary International 180: 22-29.

Garreaud, R. D. 2009. The Andes climate and weather. Advances in Geosciences 7: 1-9.

Gil, A. y Neme, G. A. 2010. Registro Arqueológico en la Cuenca Media del Atuel: viejos y nuevos problemas; viejos y nuevos datos. En: Zárate, M., Gil, A. y Neme, G. A. (Eds.), Paleoambientes y Ocupaciones Humanas del Centro-Oeste de Argentina durante el Pleistoceno tardío – Holoceno: 239-275. Sociedad Argentina de Antropología, Buenos Aires.

Giambiagi, L. B. y Ramos, V.A. 2002. Structural evolution of the Andes in a transition zone between the flat and normal subduction (33° 30' – 33° 45'S), Argentina and Chile. Journal of South American Earth Sciences 15: 101-116.

Giambiagi, L. B., Bechis, F., García, V. y Clark, A. H. 2008. Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation: a case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes. Tectonophysics 459: 123-139.

Gil, A., Guerci, A. y Neme, G. A. 2008. Human occupation, environmental structure and the archaeofaunal record during the mid-Holocene in west-central Argentina. Before Farming 2008: 1-16.

González, M. A. 1994. Salinas del Bebedero Basin (República Argentina). En: Gierlowski-Cordesch, E. y Kelts, K., (Eds.), Global Geological Records of Lake Basins, vol. 1: 381-386. Cambridge University Press, Cambridge.

González Díaz, E. 1972a. Descripción geológica de la Hoja 27d, San Rafael. Ministerio de Industria y Minería. Subsecretaría de Minería. Servicio Nacional Minero Geológico. Buenos Aires. Boletín 132: 127 pp.

González Díaz, E. 1972b. Descripción geológica de la Hoja 30e, Agua Escondida, Provincias de Mendoza y La Pampa. Ministerio de Industria y Minería. Subsecretaría de Minería. Servicio Nacional Minero Geológico. Buenos Aires. Boletín 135: 1-79.

González Díaz, E. y Fauqué, L. E. 1993. Geomorfología. En: Ramos, V. A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Vol. I (17): 217-234.

Gosse, J. C. y Evenson, E. B. 1994. Reinterpretation of the evidence for a significant Mid- Holocene ice advance in the Rio Atuel valley, Mendoza province, Argentina. Zeitschrift für Geomorphologie 38: 327-338.

Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. Instituto Investigaciones de las Ciencias Naturales. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Revista (Ciencias Geológicas) 1(5): 1-352.

Groeber, P. 1955. Bosquejo paleogeográfico de los glaciares del Diamante y Atuel. Asociación Geológica Argentina, Revista 9 (1954): 89-108.

Groot, J. J. y Groot, C. R. 1966. Pollen spectra from deep-sea sediments as indicators of climatic changes in southern South America. Marine Geology 4: 525-537.

Guerstein, P. G. 1993. Origen y significado de la Asociación piroclástica Pumícea. Pleistoceno de la provincia de Mendoza entre los 33° 30' y 34° 40' L.S. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 253 pp. La Plata.

Gutiérrez, M. y Martínez, G. 2008. Trends in the faunal human exploitation during the Late Pleistocene and Early Holocene in the Pampean region (Argentina). Quaternary International 191: 53-68.

Gutiérrez, M. A, Martínez, G. A, Bargo, M. S. y Vizcaíno, S. F. 2010. Supervivencia diferencial de mamíferos de gran tamaño en la Región Pampeana en el Holoceno temprano y su relación con aspectos paleobiológicos. En: Gutierrez, M, De Nigris, M., Fernández, P., Giardina, M., Gil, A., Izeta, A., Neme, G. A. y Yacobaccio, H (Eds.), Zooarqueología a Principios del Siglo XXI. Aportes Teóricos, Metodológicos y Casos de Estudio: 231-242. Ediciones El Espinillo, Buenos Aires.

Haynes, G. 2006. A review of some attacks on the Overkill hypothesis, with special attention to misrepresentations and doubletalk. Quaternary International 169-170: 84-94.

Hooghiemstra, H. y Ran, E. T. H. 1994. Late Pliocene–Pleistocene high resolution pollen sequence of Colombia: an overview of climatic change. Quaternary International 21: 63-80.

Holmberg, E. L. 1973 Descripción Geológica de la Hoja 29d, Cerro Nevado, Provincia de Mendoza (1:200.000). Boletín 144: 1-71. Servicio Nacional Minero Geológico, Buenos Aires.

INTA/CIRN. 1990. Atlas de suelos de la República Argentina. Escala 1:500.000 y 1:1.000.000. Proyecto PNUD ARG. 85/019, Secretaría de Agricultura Ganadería y Pesca, Buenos Aires.

Jordan, T. y Gardeweg, M. 1987. Tectonic evolution of the late Cenozoic Central Andes. En: Ben Avraham, Z. (Ed.) Mesozoic and Cenozoic Evolution of the Pacific Margins: 193-207. Oxford University Press, Nueva York.

Kendrick, E. Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Barriga Vargas, R., Lauría, E. and Souto Fortes, L. 2003. The Nazca-South America Euler vector and its rate of change. Journal of South American Earth Sciences 16: 125-131.

Inbar, M. y Risso, C. 2001. Holocene yardangs in volcanic terrains in the southern Andes, Argentina. Earth Surface Processes and Landforms 26: 657–666.

Koch, P. L. y Barnosky, A. D. 2006. Late quaternary extinctions: state of the debate. Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics 37: 215-250.

Koch, E., Martin, S. M. y Ciocco, N. F. 2016. Nuevos avances sobre estudios moleculares en el género *Heleobia* (Caenogastropoda, Rissooidea, Cochliopidae), de los Andes Centrales y Patagonia. II Congreso Argentino de Malacología. Resúmenes: 26, Mendoza.

Labraga, J. y Villalba, R. 2009. Climate in the Monte desert: Past trends, present conditions, and future projections. Journal of Arid Environments 73:154-163.

Lagiglia, H. 1962-1968. Secuencias culturales del centro-oeste argentino: valles del Atuel y Diamante. Revista Científica de Investigaciones Museo de Historia Natural de San Rafael 1: 159-174.

Lagiglia, H. 1979. Dinámica cultural en el centro oeste y sus relaciones con áreas aledañas argentinas y chilenas. Actas del VII Congreso de Arqueología de Chile II: 531-560. Altos de Vilches.

Lagiglia, H. 2001. El paleoindio del Atuel en Sudamérica (Análisis de la cronología absoluta del paleoindio del Atuel). Notas del Museo de Historia Natural de San Rafael 48: 1-12.

Lagiglia, H. 2002. Arqueología prehistórica del sur Mendocino y sus relaciones con el centro oeste Argentino. En: Gil, A. y Neme, G. A. (Eds.), Entre Montañas y Desiertos: Arqueología del sur Mendocino: 43-64. Sociedad Argentina de Antropología, Buenos Aires.

Long, A., Martin, P. y Lagiglia, H. 1998. Ground sloths and humans at Gruta del Indio, Argentina. Radiocarbon 40: 693-700.

MacPhee, R. D. E. y Marx, P. A. 1997. The 40.000-year plague. Humans, hyperdisease, and first-contact extinctions. En: Goodman, S. B., Patterson, B. (Eds.), Natural Change and Human Impact in Madagascar: 169-217. Smithsonian Institution Press, Washington, D.C.

Markgraf, V. 1983. Late postglacial vegetacional and paleoclimatic change in subartic temperature and arid environments in Argentine. Palynology 7: 43–70.
Martin, P. S. 1967. Pleistocene overkill. En: Martin, P. S., Wright Jr., H. E. (Eds.), Pleistocene Extinctions, the Search for a Cause: 75-120. Yale University Press, New Haven.
Martin, P. S. 1995. Rediscovering the desert laboratory. En: Steadman, D. W. y Mead, J. I. (Eds.), Late Quaternary Environments and Deep History: A Tribute to Paul S. Martin. Scientific Papers Vol. 3 Mammoth Site of Hot Springs, South Dakota: 1-24.
Martínez Carretero, E. 2004. La Provincia fitogeográfica de la Payunia. Boletín Sociedad Argentina de Botánica 39: 195-226.
Mehl, A. E. 2011. Sucesiones aluviales del Pleistoceno tardío-Holoceno, Valle de Uco (provincia de Mendoza): inferencias paleoambientales y paleoclimáticas. Tesis doctoral. Universidad Nacional de La Plata. La Plata, Buenos Aires. Pp. 355.
Mehl, A. E. y Zárate, M. A. 2012. Late Pleistocene and Holocene environmental and climatic conditions in the eastern Andean piedmont of Mendoza (33°–34°S, Argentina). Journal of South American Earth Sciences 37: 41-59.
Menéndez, C. 1971. Floras terciarias de la Argentina. Ameghiniana 8: 357-370.
Messager, G. 2010. Signatures geomorphologiques de l'activite tectonique Plio –Quaternaire dans le sud des Andes Centrales, Argentine. Tesis Doctoral Universite de Pau et des Pays de L'Adour, 294 pp. Pau.
Miquel, S. E. y Aguirre, M. L. 2011. Taxonomía de los gasterópodos terrestres del Cuaternario de Argentina. Revista Española de Paleontología 26: 101-133.
Morales, M., Barberena, R., Belardi, J. B., Borrero, L., Cortegoso, V., Durán, V., Guerci, A., Goñi, R., Gil, A., Neme, G. A., Yacobaccio, H. y Zárate, M. 2009. Reviewing human–environment interactions in arid regions of southern South America during the past 3000 years. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 281: 283-295.
Moreiras, S. M. 2010. Avances en el estudio geomorfológico de la Quebrada de Matienzo, provincia de Mendoza, Argentina. Contribuciones Científicas GÆA, 23: 159-173.
Moreiras, S. M. y Sepúlveda, S. A., 2014. Megalandslides in the Andes of central Chile and Argentina (32°-34° S) and potential hazards. Geological Society, London, Special Publications, 399: 328-341.
Moreiras, S. M., Hermanns, R. L. y Fauqué, L. 2015. Cosmogenic dating of rock avalanches constraining Quaternary stratigraphy and regional neotectonics in the Argentine Central Andes (32º S). Quaternary Science Reviews 112: 45-58.
Moreiras, S. M., Páez, M. S., Lauro, C. y Jeanneret, P. 2017. First cosmogenic ages for glacial deposits from the Plata range (33º S): new inferences for Quaternary landscape evolution in the Central Andes. Quaternary International 438: 50-64.
Morello, J. 1958. La provincia fitogeográfica del Monte. Opera Lilloana 2: 5-115.

Neme, G. A. y Gil, A. 2008. Biogeografía humana en los Andes Meridionales: tendencias arqueológicas en el sur de Mendoza. Chungara 40: 5-18.

Neme, G. A., Moreira, G., Atencio, A. y De Santis, L. 2002. El registro de microvertebrados del sitio arqueológico Arroyo Malo-3 (Provincia de Mendoza, Argentina). Revista Chilena de Historia Natural 75: 409-421.

Norte, F. 2000. Mapa Climático de Mendoza. En: Abraham, E. y Rodríguez Martínez, F. (Ed.), Argentina, Recursos y Problemas Ambientales de la Zona Árida. 1ra parte: Provincias de Mendoza, San Juan y La Rioja. TOMO I: Caracterización Ambiental: 25-27. Programa de Cooperación para la Investigación, Junta de Gobierno de Andalucía – Universidades y Centros de Investigación de la Región Andina Argentina, GTZ, IDR (Univ. Granada), IADIZA, SDSyPA. Argentina.

Nuñez, L., Varela, J., Casamiquela, R., Schappacasse, V., Niemeyer, H. y Villagrán, C. 1994. Cuenca de Taguatagua en Chile: el ambiente del Pleistoceno y ocupaciones humanas. Revista Chilena de Historia Natural 67: 503-510.

Palazzesi, L. y Barreda, V. 2007. Major vegetation trends in the Tertiary of Patagonia (Argentina): a qualitative paleoclimatic approach based on palynological evidence. Flora 202: 328-337.

Perucca, L., Zárate, M. A. y Mehl, A. E. 2011. Quaternary tectonic activity in the piedmont of Cordillera Frontal (33º-34ºS) Mendoza. En: Salfity, A. y Marquillas, R. A. (Eds.): Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina. Editorial: Universidad Nacional de Salta, Salta.

Polanski, J. 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio de Economía, Instituto de Investigaciones Económicas y Tecnológicas. Cuadernos de Investigaciones y estudios 4: 4-10.

Polanski, J. 1957. Sobre algunos métodos paleogeográficos de la investigación del cuartario pedemontano de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 12 (4): 211-232.

Polanski, J. 1961. Cenoglomerado del Quemado (Provincia de Mendoza). Revista de la Asociación Geológica Argentina 15: 157-179.

Polanski, J. 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 17 (1962): 127-349.

Politis, G. y Messineo, P. 2008. The Campo Laborde site: new evidence for the Holocene survival of Pleistocene megafauna in the Argentine Pampas. Quaternary International 191: 98-114.

Praderio, A., Gil, A. y Forasiepi, A. M. 2012. El registro de *Megatherium* Cuvier en Mendoza (Argentina): aspectos taxonómicos, cronológicos y paleoecológicos. Mastozoología Neotropical 19: 279-291.

Pujos, F., De Iuliis, G., Argot, C. y Werdelin, L. 2007. A peculiar climbing Megalonychidae from the Pleistocene of Peru and its implications for sloth history. Zoological Journal of the Linnean Society 149: 179-235.

Quinn, J. A. 2009. Desert biomes. En: Woodward, S. L. (Ed.), Greenwood Guides to Biomes of the World. Greenwood Press, London, 226 pp.

Ramos, V. A. 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. 1. Evolución tectónica del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina. Subsecretaría de Minería de la Nación – Servicio Geológico Minero Argentino-Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires. Anales 29 (24): 715-759.

Ramos, V. A., Litvak, V. D., Folguera, A. y Spagnuolo, M. 2014. An Andean tectonic cycle: From crustal thickening to extension in a thin crust (34°– 37° SL). Geoscience Frontiers 5: 351-367.

Roig, F. A., Martínez Carretero, E. y Méndez, E. 2000. Vegetación de la Provincia de Mendoza. En: Abraham, E. M. y Rodríguez Martínez, F. (Eds.), Argentina, Recursos y Problemas Ambientales de la Zona Árida. 1ra parte: Provincias de Mendoza, San Juan y La Rioja. Tomo I: Caracterización Ambiental: 63-66. Programa de Cooperación para la Investigación, Junta de Gobierno de Andalucía - Universidades y Centros de Investigación de la Región Andina Argentina, GTZ, IDR (Univ. Granada), IADIZA, SDSyPA. Argentina.

Roig, F. A., Roig-Juñent, S. y Corbalán, V. 2009. Biogeography of t1he Monte Desert. Journal of Arid Environments 73: 164-172.

Rojo, L. D. y Mehl, A. E. 2014. Stable carbon isotopes from bulk organic matter as indicators of palaeoenvironmental changes in the Arroyo La Estacada, Mendoza (Argentina). 4th Southern Desert Conference. Book of abstracts, p. 90. Mendoza.

Rojo, L. D., Páez, M. M., Chiesa, J. O., Strasser, E. y Schäbitz, F. 2012. Palinología y condiciones paleoambientales durante los últimos 12.600 cal. años AP en Salinas del Bebedero (San Luis, Argentina). Ameghiniana 49: 427-441.

Ruggiero, A. y Ezcurra, C. 2003. Regiones y transiciones biogeográficas. En: Morrone J.J. y Llórente J. (Eds.), Biogeografía en Latinoamérica 2: 141-154. Facultad de Ciencias IMAM, México.

Rusconi, C. 1946. Restos de huesos fósiles en una cueva de Malargüe (Mendoza). Anales de la Sociedad Científica Argentina 141: 241-249.

Rusconi, C. 1947. Sobre un fémur de megaterio descubierto en El Borbollón, Mendoza. Revista del Museo de Historia Natural de Mendoza 1: 60-64.

Rusconi, C. 1961-1962. Poblaciones pre- y posthispánicas de Mendoza. 4 volúmenes. Gobierno de Mendoza, Mendoza.

Rutter, N., Coronato, A., Helmens, K., Rabassa, J. y Zárate, M. A. 2012 Glaciations in North and South America from the Miocene to the Last Glacial Maximum. Comparisons, linkages and uncertainties. Springer, Dordrecht, 80 pp.

Scherer, C. S., Pitana, V. G. y Ribeiro, A. M. 2009. Proterotheriidae and Macraucheniidae (Litopterna, Mammalia) from the Pleistocene of Rio Grande do Sul State, Brazil. Revista Brasileira de Paleontologia 12: 231-246.

Semper, J. y Lagiglia, H. 1962-1968. Excavaciones arqueológicas en el Rincón del Atuel (Gruta del Indio). Revista Científica de Investigaciones Museo de Historia Natural de San Rafael 1: 89-158.

Shmida, A. 1985. Biogeography of the desert flora. En: Evenari, A. M., Noy-Meir, I., Goodall, D. W. (Eds.), Hot Desert and Arid Shrublands. Ecosystems of the World, Vol. 12: 23-77. Elsevier, Amsterdam.

Sruoga, P., Llambías, E. J., Fauque, L., Schonwandt, D. y Repol, D. G. 2005. Volcanological and geochemical evolution of the Diamante Caldera – Maipo volcano complex in the southern Andes of Argentina (34° 10'S). Journal of South American Earth Sciences 19: 399-414.

Stingl, H. y Garleff, K. 1978. Gletscherschwankungen in den subtropisch-semiariden Hochanden Argentiniens. Zeitschrift für Geomorphologie 30: 115-131.

Villagrán, C. y Hinojosa, L. F. 1997. Historia de los bosques del sur de Sudamérica, II: Análisis Fitogeográfico. Revista Chilena de Historia Natural 70: 241-267.

Wayne. W. J. y Corte, A. E. 1983. Multiple glaciations of the Cordón del Plata, Mendoza, Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 42: 185-209.

Weinstock, J., Shapiro, B. Prieto, A., Marín, J. C., González, B. A., Gilbert, M. T. P. Willerslev, E. 2009. The Late Pleistocene distribution of vicuñas (*Vicugna vicugna*) and the "extinction" of the gracile llama ("*Lama gracilis*"): new molecular data. *Quaternary Science* Reviews 28: 1369-1373.

Zárate, M. 2002. Los ambientes del tardiglacial y Holoceno en Mendoza. En: Gil, A. y Neme, G. A. (Eds.), Entre Montañas y Desiertos: Arqueología del Sur de Mendoza: 9-42. Sociedad Argentina de Antropología, Buenos Aires.

Zárate, M. A. y Mehl, A. E. 2008. Estratigrafía y geocronología de los depósitos del Pleistoceno tardío/Holoceno de la cuenca del arroyo La Estacada, Departamentos de Tunuyán y Tupungato (Valle de Uco), Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63: 407-416.

Zárate, M. A. y Paez, M. M. 2002. Los paleoambientes del Pleistoceno-Holoceno en la Cuenca del Arroyo La Estacada, Mendoza. En: Trombotto D. y Villalba R. (Eds), Ianigla, 30 Años de Investigación Básica y Aplicada en Ciencias Ambientales: 117-121. IANIGLA, Mendoza.

Zarate, M. A., Gil, A. y Neme, G. A. 2010. Integrando los registros: generalizaciones, alcances y limitaciones. En: Zárate, M. Gil, A. y Neme, G. A. (Eds.), Condiciones Paleoambientales y Ocupaciones Humanas durante la Transición Pleistoceno-Holoceno y Holoceno de Mendoza: 309-330. Sociedad Argentina de Antropología, Buenos Aires.

Zárate, M. A. y Mehl, A. E. 2011. Evolución geomorfológica holocena de la cuenca media del río Atuel, Mendoza, Argentina. XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén, Argentina.

Zárate, M. A. y Tripaldi, A. 2012. The eolian system of central Argentina. Journal of Aeolian Research 3: 401-417.

Zárate, M., Mehl, A. E. y Perucca, L. 2014. Quaternary evolution of the Cordillera Frontal piedmont between c. 33° and 34°S Mendoza, Argentina. Geological Society Special Publications 399: 293-310, London.

Zech, J. 2012. Glacier and climate reconstruction in the Las Leñas valley (35 ºS), central Argentina. Quaternary International (Abstracts) 279/280: 462-565.

Síntesis actualizada del registro paleontológico pleistoceno en el Noroeste argentino

Pablo E. ORTIZ[1,2], Daniel A. GARCÍA-LÓPEZ[1,2], M. Carolina MADOZZO JAÉN[1,2], Graciela I. ESTEBAN[1,2]

[1] Instituto Superior de Correlación Geológica (Universidad Nacional de Tucumán, CONICET). Miguel Lillo 205, (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina.
Correspondencia: peortizchamb@gmail.com

[2] Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán. Miguel Lillo 205, (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina

RESUMEN

Palabras clave:
Megafauna
Noroeste argentino
Paleobiogeografía
Pequeños mamíferos
Pleistoceno
Registro fósil

Este trabajo brinda una síntesis sobre el conocimiento de la paleontología del Pleistoceno en el Noroeste argentino, integrando la información publicada e inédita en un marco regional para posibilitar su comparación con el registro de otras áreas del país. Aunque la paleontología del Pleistoceno en esta región ha recibido escasa atención, un número creciente de publicaciones ha permitido reconocer aspectos generales del registro fósil. Unos de los rasgos principales del Cuaternario del noroeste es la preponderancia de afloramientos de sedimentos loéssicos, cuyos niveles fueron asignados al Pleistoceno más tardío sobre la base de dataciones radiométricas y de su contenido fosilífero. El registro comprende principalmente vertebrados, entre los cuales se destacan los mamíferos, y abarca desde el Pleistoceno más temprano, reconocido en los niveles superiores de las formaciones Uquía y Tafna, en la provincia de Jujuy, hasta el límite Pleistoceno-Holoceno, en numerosas localidades de las provincias de Salta, Tucumán, Catamarca y Santiago del Estero. El estudio de los mamíferos pleistocenos de la región ha permitido reconocer similitudes y diferencias respecto de faunas mejor conocidas como las de la región pampeana. Sin embargo, el conjunto de datos biológicos y cronológicos, hasta ahora disperso para el noroeste argentino, no permite la correlación estricta con unidades extra-regionales. Por ello, es fundamental la realización de trabajos de revisión taxonómica de diferentes grupos para establecer comparaciones paleofaunísticas más precisas entre las distintas regiones reconocidas.

ABSTRACT

Keywords:
Megafauna
Northwestern Argentina
Paleobiogeography
Small mammals
Pleistocene
Fossil record

"An updated synthesis of the Pleistocene paleontological record from northwestern Argentina". This chapter provides a synthesis on the knowledge of the Pleistocene paleontology from northwestern Argentina, integrating published and unpublished information in a regional framework in order to enable its comparison with the record from other areas of the country. Although the paleontology of the Pleistocene in this region has received little attention, an increasing number of contributions have allowed recognizing general aspects of the fossil record. One of the main traits of the Quaternary in northwestern Argentina is the preponderance of outcrops of loessic sediments, which levels were assigned to the latest Pleistocene on the basis of radiometric data and fossil content. The fossil record comprehends mainly vertebrates, particularly mammals, and spans from the earliest Pleistocene, recognized in the upper levels of the Uquia and Tafna formations from Jujuy Province, to the Pleistocene-Holocene boundary represented in several localities from Salta, Tucumán, Catamarca, and Santiago del Estero. The study of Pleistocene mammals in the region has allowed recognizing similarities and differences regarding better-known faunas, such as that of the Pampean region. However, the set of biological and chronological data, disperse until now for northwestern Argentina, does not allow a strict correlation with extra-regional units. Given this fact, it is essential to carry out studies of taxonomic revision focused on different groups in order to establish more precise paleofaunistic comparisons between different areas.

INTRODUCCIÓN

La geología y la paleontología del Pleistoceno del Noroeste de Argentina han recibido escasa atención en términos generales. Sin embargo, un número creciente de contribuciones, centradas particularmente en la provincia de Tucumán, han permitido reconocer aspectos generales de sus depósitos y su registro fósil a partir del hallazgo y estudio de numerosos restos de mamíferos (e.g., Bonaparte y Bovobnikov, 1974; Collantes *et al*., 1993; Esteban, 1993; Ortiz y Pardiñas, 2001; Collantes y Busnelli, 2014; Powell y Ortiz, 2014). No obstante estos estudios, el número de publicaciones para la región resulta escaso comparado con la gran cantidad de contribuciones realizadas para el Pleistoceno de las regiones de la Llanura chaco-pampeana de Argentina (e.g., Tonni *et al*., 1999; Cione y Tonni, 2005; Prado y Alberdi, 2010). Unos de los rasgos principales del Pleistoceno en el Noroeste argentino es la preponderancia de afloramientos de sedimentos loéssicos, al menos para la porción sur de la región, en las provincias de Tucumán, Catamarca y partes de Santiago del Estero y Salta. Estos niveles han sido asignados al Pleistoceno más tardío sobre la base de dataciones radiométricas y de su contenido fosilífero, aunque algunas contribuciones más recientes indicaron que al menos parte de ellos corresponderían al

Pleistoceno medio (Schellemberger *et al*., 2003; Schellenberger y Veit, 2006). Cabe mencionar también la presencia de numerosos niveles de depósitos aluviales indiferenciados, compuestos por gravas medianas y gruesas intercaladas con arenas y limos arenosos y en gran parte sin contenido fosilífero (Salfity y Monaldi, 2006).

El registro fósil comprende principalmente vertebrados, entre los cuales se destacan mamíferos y unos pocos géneros de reptiles, aunque se han mencionado también invertebrados, en gran parte gasterópodos y bivalvos. El registro abarca desde el Pleistoceno temprano, reconocido en los niveles superiores de las formaciones Uquía y Tafna, en la provincia de Jujuy, hasta el límite Pleistoceno-Holoceno, en numerosas localidades de las provincias de Salta, Tucumán, Catamarca y Santiago del Estero (Figura 1). El estudio de los mamíferos fósiles del noroeste argentino ha permitido reconocer similitudes y diferencias respecto de aquellas faunas mejor conocidas de la región pampeana, habiendo también contribuido parcialmente a la reconstrucción de los paleoambientes que caracterizaron la región. Asimismo, unas pocas dataciones radiométricas han permitido reconocer la edad de algunas de las unidades estratigráficas portadoras.

El objeto de este trabajo es realizar una síntesis sobre el conocimiento de la paleontología del Pleistoceno en el Noroeste de Argentina, en un intento de integrar toda la información publicada hasta el presente en un marco regional para posibilitar su comparación con el registro de otras áreas del país. La presente síntesis incluye la construcción de una lista faunística a partir de la información publicada en la literatura como así también a partir de registros inéditos de ejemplares depositados en colecciones y material recientemente colectado. La información sobre el registro pleistoceno es tratada por provincia y dentro de cada una de ellas los datos se brindan de acuerdo a la antigüedad de los depósitos. En algunos casos se brinda información cronológica derivada de dataciones radiocarbónicas. Se analiza además la riqueza taxonómica del registro, teniendo en cuenta sus singularidades biogeográficas respecto a la fauna de las regiones Noreste y Pampeana, pero teniendo en cuenta que los datos dispersos para el noroeste argentino, tanto biológicos como cronológicos, no permiten la correlación estricta con unidades extra-regionales.

PROVINCIA DE JUJUY

Si bien en esta provincia los reportes de fósiles cuaternarios son relativamente escasos (Tabla 1), de aquí se han reportado los restos pleistocénicos más antiguos de la región, provenientes de los niveles superiores de la Formación Uquía en varias localidades situadas en el Norte de la Quebrada de Humahuaca (Reguero *et al*., 2007; Reguero y Candela, 2008). Estos niveles corresponden al Pleistoceno más bajo y fueron referidos por Reguero *et al*. (2007) y Reguero y Candela (2008) a la edad Ensenadense, aunque posiblemente comprendan también parte del Sanandresense, de acuerdo a los últimos esquemas cronoestratigráficos de la Carta Cronoestratigráfica Internacional (International Commission on Stratigraphy, 2016) que establecen el límite Plioceno-Pleistoceno en 2,58 Ma. La Formación Uquía aflora en el contexto de la Cordillera Oriental y ha sido subdividida en tres secciones, de las cuales sólo

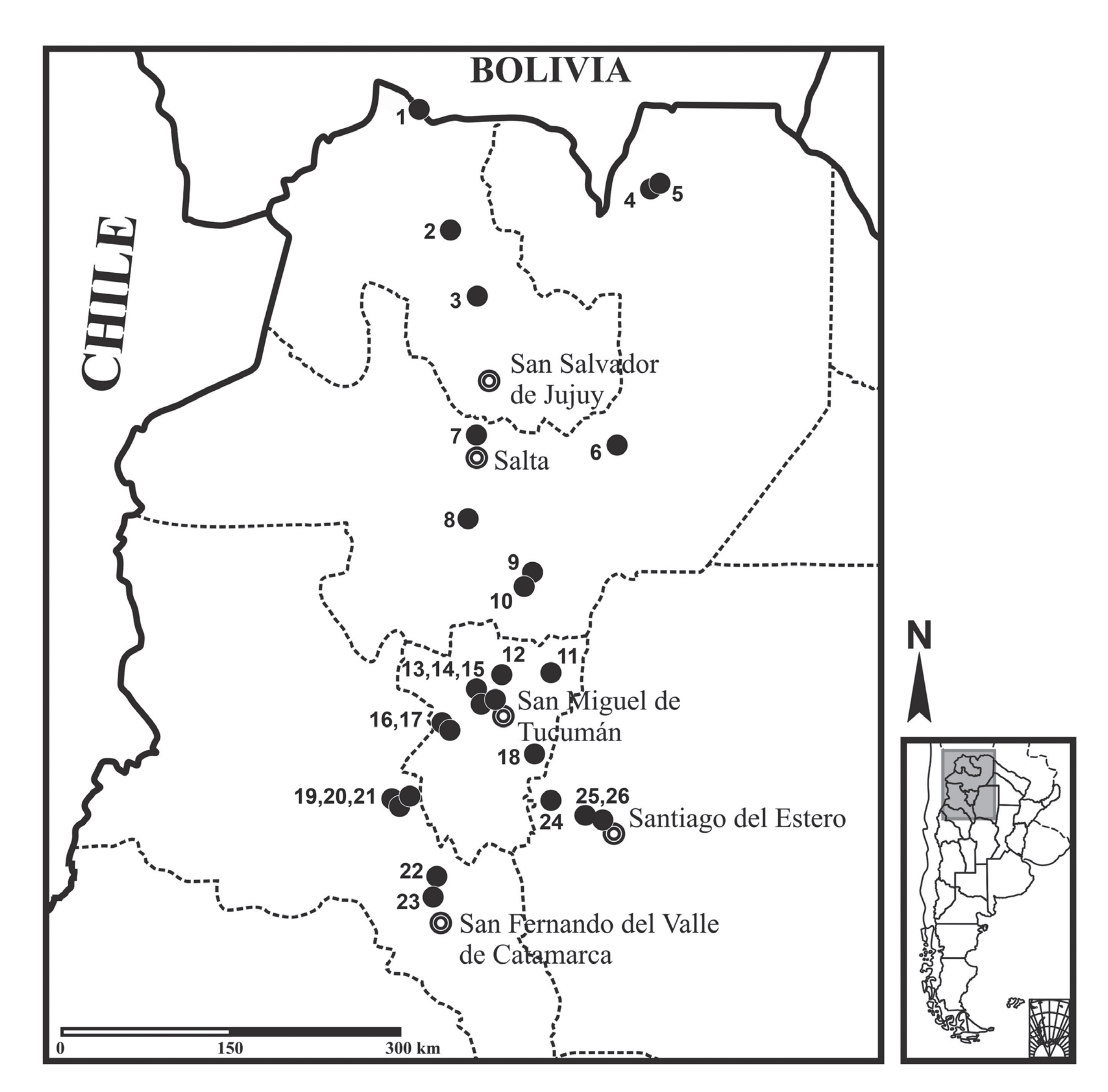


Figura 1. Ubicación de las localidades con restos fósiles de vertebrados mencionadas en el texto. Referencias: 1) Cuenca del Río Casira. 2) Barro Negro. 3) localidades situadas en el norte de la Quebrada de Humahuaca. 4) Aguas Blancas. 5) General Mosconi. 6) Las Lajitas. 7) Campo Alegre. 8) localidades del valle de Lerma. 9) Rosario de la Frontera. 10) Arroyo Salado. 11) Burruyacu. 12) Ticucho. 13) Tafí Viejo. 14) Yerba Buena. 15) San Miguel de Tucumán. 16) localidades del valle de Tafí. 17) La Angostura. 18) Localidades del Dpto. Leales. 19) Agua de las Palomas. 20) El Alamito. 21) valle de El Suncho. 22) Las Juntas. 23) El Rodeo. 24) Termas de Río Hondo. 25) Cantera de Borges, Dique Los Quiroga. 26) La Banda.

la superior comprende al Pleistoceno. Esta sección está compuesta principalmente por niveles de conglomerados y está separada de la sección media por un nivel tobáceo conocido como U1, datado en aproximadamente 2,5 Ma (Reguero *et al*., 2007). Reguero y Candela (2008) mencionaron para la sección superior de esta unidad a los xenartros *Scelidotherium* sp., *Glyptodon* sp. y *Neuryurus*?, el litopterno *Pseudomacrauchenia yepesi* así como elementos neárticos como el équido *Hippidion devillei* y restos referidos como Cervidae indet. Estos mismo autores reportaron, además, la presencia de restos referibles al litopterno *Macrauchenia* cf. *M. patachonica* en depósitos considerados como Pleistoceno *sensu lato* (niveles suprayacentes a la Formación Uquía),

en la misma área de la Quebrada de Humahuaca. Cabe destacar que *Macrauchenia patachonica* tiene su primer registro en niveles del Bonaerense, correspondiente al Pleistoceno tardío (biozona de *Megatherium americanum*; Tonni, 2009).

En un intervalo cronológico presumiblemente equivalente a la Formación Uquía, Camacho *et al*. (2015) mencionaron la presencia del Mylodontidae *Glossotherium* en los estratos inferiores de la Formación Tafna, para una localidad situada en el extremo noroeste de la provincia, en las proximidades del límite con la República de Bolivia. Estos autores reportaron, además, el hallazgo de restos craneanos de un roedor caviomorfo para la misma unidad, aflorante sobre la cuenca del río Casira, en la Puna septentrional entre Argentina y Bolivia (Camacho *et al*., 2015). Esta formación, de escasa potencia (44 m aproximadamente), presenta una combinación de depósitos eólicos, algunos paleosuelos y un nivel cinerítico hacia su techo. Si bien el intervalo asignado para esta fauna fue Plioceno superior-Pleistoceno, los autores indican que su edad aún debe ser ajustada mediante dataciones radiométricas. Para niveles más recientes, próximos al límite Pleistoceno-Holoceno, Fernández (1985) y Alberdi *et al*. (1986) mencionaron material de *Hippidion* sp. procedente de la localidad de Barro Negro, en la región de la puna. Los niveles portadores incluyen sedimentos turbosos formados por limos con restos vegetales, limos arcillosos-arenosos y precipitados de $CaCO_3$, correspondientes a sedimentos de grano fino bien estratificados (Fernández, 1985). En estos mismos niveles se han encontrado restos del gasterópodo *Lymnaea viatrix*.

PROVINCIA DE SALTA

Entre las unidades referibles al Pleistoceno inferior cabe mencionar los niveles superiores de la Formación Piquete (González Villa, 2002) (Tabla 2). Esta unidad, caracterizada por la presencia de paleosuelos de carbonatos con intercalaciones de areniscas gravosas, aflora en diferentes sectores de esta provincia (Hain *et al*., 2011). Datos magnetoestratigráficos y una datación efectuada sobre una toba en proximidades de la localidad de Coronel Moldes permitieron establecer que la Formación Piquete fue depositada entre 5 y 1,3 Ma (Malamud *et al*., 1996; Reynolds *et al*., 2000). En sedimentos referidos a la sección superior de esta unidad que afloran en proximidades de Rosario de la Frontera, al sur de la provincia, se han reconocido restos correspondientes a *Caiman latirostris* (Barrios, 2013). El ambiente sedimentario en esta área es de tipo fluvial con conos aluviales y depósitos de ríos entrelazados, llanuras de inundación, y sistemas lacustres de baja energía (Hain *et al*., 2011). A partir de la presencia de *Caiman latirostris* se han postulado para la región condiciones paleoclimáticas más cálidas y húmedas que las actuales (Barrios, 2013). Para esta misma zona Esteban *et al*. (1992) describieron restos del xenartro *Scelidotherium leptocephalum*, provenientes de sedimentos asignados tentativamente al Pleistoceno medio o superior y exhumados de las barrancas del arroyo Salado. Estos sedimentos fluviales presentan una estructura limosa con concreciones de carbonato de calcio (Esteban *et al*., 1992).

Tabla 1. Mamíferos fósiles registrados en el Pleistoceno de la provincia de Jujuy.

Orden	Familia	Especie	Citas principales	Unidad	Edad	Localidad
Xenarthra	Mylodontidae	*Glossotherium*	Camacho *et al*. (2015)	Formación Tafna, estratos inferiores	Plioceno superior-Pleistoceno	Cuenca del río Casira
		Scelidotherium sp.	Reguero y Candela (2008)	Formación Uquía, sección superior	Pleistoceno	Quebrada de Humahuaca
	Glyptodontidae	*Glyptodon* sp.				
		Neuryurus?				
Litopterna	Macraucheniidae	*Macrauchenia* cf. *M. patachonica*		niveles suprayacentes a la Formación Uquía		
		Pseudomacrauchenia yepesi		Formación Uquía, sección superior		
Perissodactyla	Equidae	*Hippidion* sp.	Fernández (1985) Alberdi *et al*. (1986)		Pleistoceno-Holoceno	Barro Negro
		Hippidion devillei	Reguero y Candela (2008)		Pleistoceno	Quebrada de Humahuaca
	Cervidae	Cervidae indet.				
Rodentia		Caviomorpha indet.	Camacho *et al*. (2015)	Formación Tafna, estratos inferiores	Plioceno superior-Pleistoceno	Cuenca del río Casira

Entre las unidades pleistocenas descriptas para el valle de Lerma se distinguen las formaciones Calvimonte, Tajamar y La Viña (Gallardo *et al*., 1996). El ambiente sedimentario de la Formación Calvimonte corresponde a abanicos fluviales que se extienden hasta la parte oriental de la Sierra de Mojotoro. Para esta unidad sólo se han reportado restos fragmentarios de gliptodontes, megaterios y mastodontes así como pequeños gasterópodos en las proximidades de Campo Alegre (Salfity y Monaldi, 2006). Una muestra tomada de un nivel cinerítico proveniente de esa localidad permitió datar estos sedimentos en 330 Ka AP (Malamud *et al*., 1995). La Formación Tajamar, a la que se le ha asignado una edad Pleistoceno superior-Holoceno inferior, aflora mayormente en la parte oriental del valle, desde el este de El Carril hasta el norte de Guachipas. En sedimentos referidos a esta unidad en la localidad de Rumical se registraron impresiones de gasterópodos y bivalvos de agua dulce, impresiones de crustáceos, huellas de la actividad de vermes y restos vegetales (Gallardo *et al*., 1996). La Formación La Viña, donde se incluyen todos los depósitos cuaternarios que afloran en el centro del valle de Lerma y los que descienden desde los bordes occidental y oriental, está compuesta principalmente por abanicos aluviales y ríos entrelazados gravosos caracterizados por canales y barras que se interdigitan con depósitos de planicie de inundación. Una datación realizada en una ceniza volcánica de la base de la secuencia arrojó una edad de 100 Ka AP (Malamud *et al*., 1995). Para esta formación se reportaron gasterópodos pequeños así como otros de varios centímetros de longitud. Por su parte, otros restos de xenartros fueron dados a conocer para el valle de Lerma y la sierra de Mojotoro por Carlini *et al*. (1999).

En Aguas Blancas, en el extremo norte de la provincia, Patterson (1936) dio a conocer restos fósiles asignados al Crocodilia *Caiman latirostris* y a los mamíferos *Toxodon* sp. y *Equus* sp., todos provenientes de sedimentos referidos al Pleistoceno tardío (Tabla 2). Recientemente, Zacarías *et al*. (2012) dieron a conocer una asociación de mamíferos pleistocénicos proveniente de las proximidades de General Mosconi, también al Norte de Salta. Estos autores refirieron restos correspondientes a *Notiomastodon* sp., *Neosclerocalyptus* sp., *Glyptodon* sp., un Megatheriinae indeterminado, *Equus* (*Amerhippus*) sp. y *Toxodon* sp., exhumados de sedimentitas rojizas compuestas por areniscas, limo-arcilitas y arcilitas con óxido de hierro y carbonato de calcio, asignadas tentativamente a la Formación Urundel (Zacarías *et al*., 2012). De acuerdo a Iriondo (2010) y Argollo Bautista e Iriondo (2008), los sedimentos loéssicos de esta unidad se extienden por el Chaco occidental de Salta, con una edad estimada entre 36 y 8,5 Ka AP. Sobre la base de la asociación faunística, Zacarías *et al*. (2012) postularon que el área habría estado dominada por un mosaico de bosques y pastizales durante ese intervalo. Por otra parte, Zurita *et al*. (2002) comunicaron la presencia del gliptodonte *Neosclerocalyptus* en la zona de Las Lajitas, al Este de la provincia.

En la quebrada de las Conchas, al centro Sur de la provincia, se definieron las formaciones pleistocenas El Fraile, Paso de la Piedra, Animaná y El Paso. Las tres primeras unidades están compuestas de arenas y gravas y no se conoce registro paleontológico alguno (Frenguelli, 1936). En la Formación El Paso, compuesta por limolitas y arcilitas pardas claras a amarillentas intercaladas con capas de arenas

finas, se han registrado gasterópodos y bivalvos de pequeño tamaño como *Planorbis peregrinum* y *Sphaerium argentinum* (Frenguelli, 1936; Salfity y Monaldi, 2006). De una edad estimada para el Pleistoceno superior-Holoceno inferior, el ambiente sedimentario de esta unidad está interpretado como un lago de escasa profundidad y baja salinidad, con etapas de mayor evaporación (Salfity y Monaldi, 2006).

PROVINCIA DE TUCUMÁN

En la provincia de Tucumán el Pleistoceno puede caracterizarse mayormente por la presencia de sedimentos eólicos tanto en la llanura oriental como en los valles preandinos occidentales. En este sentido, merecen destacarse los aportes de González Bonorino (1950, 1951) acerca del origen de estos depósitos y de Bonaparte y Bobovnikov (1974) en cuanto a la definición bioestratigráfica del Pleistoceno superior de los depósitos de la llanura tucumana. Para la región central de la provincia Bossi (1969) definió la Formación Ticucho, una unidad compuesta de limolitas y filitas, y la asignó tentativamente al Pleistoceno inferior sobre la base de la presencia de restos referidos a *Glyptodon* cf. *G. reticulatus*. El Pleistoceno medio y superior está representado, en general, por un complejo de loess (típico o retrabajado) interestratificado con paleosuelos que alternan espacialmente con secuencias detríticas y limos loéssicos (Collantes y Busnelli, 2014). Estos sedimentos están presentes en los valles intermontanos, como el de Tafí y el de La Sala y en el pedemonte de los principales cordones montañosos. En tanto, en la llanura oriental de la provincia existe un predominio del loess retrabajado (Bonaparte y Bovobnikov, 1974; Collantes y Busnelli, 2014).

En el valle de Tafí, en el centro-oeste de la provincia, el Pleistoceno medio y superior se encuentra representado por la Formación Tafí del Valle (Collantes *et al.*, 1993; Sayago *et al.*, 1998), un complejo de al menos 28 capas de loess intercaladas con paleosuelos. Si bien referida en principio para el Pleistoceno terminal, dataciones radiocarbónicas más recientes permitieron extender considerablemente la edad de la unidad. Así, Sayago *et al.* (2005) establecieron un intervalo temporal entre 47 Ka y 8,6 Ka y Kemp *et al.* (2003) dataron en 195 Ka la parte basal del paraestratotipo por medio de luminiscencia estimulada ópticamente (OSL). Dataciones adicionales presentadas por Kemp *et al.* (2004) y Carter-Stiglitz *et al.* (2006) indicaron edades para la formación incluidas en el intervalo entre 190,5 a 64 Ka AP. Adicionalmente, Schellenberger *et al.* (2003) y Schellenberger y Veit (2006) establecieron sobre estos sedimentos una nueva cronología mediante magnetoestratigrafía que les otorga edades iniciales de al menos 1,15 Ma, abarcando por tanto una parte importante del Pleistoceno. Estos nuevos datos aparecen como más confiables desde un punto de vista pedosedimentario ya que extienden en gran medida el lapso de sedimentación para toda la secuencia, brindando tasas más lentas y realistas que aquellas sugeridas originalmente (e.g., Collantes *et al.*, 1993; Sayago *et al.*, 1998; Zinck y Sayago, 1999, 2001).

No obstante lo expuesto, recientes interpretaciones permiten postular que el loess sólo constituye el armazón central de esta estructura. Los depósitos de ladera,

Tabla 2. Vertebrados fósiles pleistocenos reconocidos en la provincia de Salta.

Clase	Orden	Familia	Especie	Citas principales	Unidad	Edad	Localidad
	Crocodylia	Alligatoridae	*Caiman latirostris*	Patterson (1936)		Pleistoceno superior	Aguas Blancas
				Barrios (2013)	Formación Piquete, niveles superiores	Pleistoceno inferior	Rosario de la Frontera
Mammalia	Xenarthra		Xenarthra indet.	Carlini *et al*. (1999)	Formación La Viña	100 Ka AP	Valle de Lerma y Sierra de Mojotoro
		Glyptodontidae	Glyptodontidae indet.	Salfity y Monaldi (2006)	Formación Calvimonte	330 Ka AP	faldeo oriental Sierra de Mojotoro
			Glyptodon sp.	Zacarías *et al*. (2012)	Formación Urundel (con dudas)	Pleistoceno	General Mosconi
		Megatheriidae	Megatheriidae indet.	Salfity y Monaldi (2006)	Formación Calvimonte	330 Ka AP	Campo Alegre
				Zacarías *et al*. (2012)	Formación Urundel (con dudas)	Pleistoceno	General Mosconi
			Neosclerocalyptus sp.	Zurita *et al*. (2002)			Las Lajitas
				Zacarías *et al*. (2012)	Formación Urundel (con dudas)	Pleistoceno	General Mosconi
		Mylodontidae	*Scelidotherium leptocephalum*	Esteban *et al*. (1992)	Formación Piquete, niveles superiores	Pleistoceno medio o superior	Barrancas del arroyo Salado
	Proboscidea	Gomphotheriidae	Gomphotheriidae indet.?	Salfity y Monaldi (2006)	Formación Calvimonte	330 Ka AP	Campo Alegre
			Notiomastodon sp.	Zacarías *et al*. (2012)	Formación Urundel (con dudas)	Pleistoceno	General Mosconi
	Notoungulata	Toxodontidae	*Toxodon* sp.	Patterson (1936)		Pleistoceno superior	Aguas Blancas
				Zacarías *et al*. (2012)	Formación Urundel (con dudas)	Pleistoceno	General Mosconi
	Perissodactyla	Equidae	*Equus* sp.	Patterson (1936)		Pleistoceno superior	Aguas Blancas
			Equus (*Amerhippus*) sp.	Zacarías et al. (2012)	Formación Urundel (con dudas)	Pleistoceno	General Mosconi

los rellenos de valle y los conos aluviales están compuestos mayormente por sedimentos derivados de la alteración y erosión del propio loess, denominado como loess "retrabajado" (Sampietro Vattuone y Peña Monné, 2016a, 2016b). De acuerdo a estos autores, estos materiales fueron hasta ahora asimilados erróneamente a la Formación Tafí del Valle cuando nada tienen que ver con ella ni en su morfología, génesis ni edad. Estos depósitos abarcan temporalmente el Pleistoceno final y gran parte del Holoceno, configurando la mayor parte de las formaciones superficiales del valle. Dataciones realizadas sobre cenizas volcánicas de la sección basal de estos depósitos (Sampietro Vattuone y Peña Monné, 2016a, 2016b) y otra sobre una muestra de huesos de mamíferos (Ortiz y Jayat, 2007) brindaron una edad muy cercana a 10 Ka AP.

Entre los grandes mamíferos exhumados en estos depósitos cabe destacar a los xenartros, tales como el milodonte *Paraglossotherium elmollarum*, el megaterio *Megatherium americanum* y los gliptodontes *Glyptodon clavipes* y *Glyptodon reticulatus* (Esteban, 1993; Rufino y Mulé, 1994; Powell y Ortiz, 2014) (Figura 2; Tabla 3). También han sido reportados mamíferos productos del Gran Intercambio Biótico Americano, como el caballo extinto *Hippidion* y el mastodonte *Cuvieronius* cf. *C. hyodon*, ambos de distribución predominantemente andina (Powell *et al*., 1994; Powell y Mulé, 1996) y el camélido viviente *Vicugna vicugna* (Torres Carro, 2016) (Figura 2). Para estos depósitos cabe además destacar una asociación de pequeños mamíferos proveniente de la localidad de La Angostura compuesta por un poco más de 300 especímenes correspondientes a 15 especies de roedores (Ortiz y Pardiñas, 2001; Ortiz, 2003; Ortiz y Jayat, 2012; Ortiz *et al*., 2011a). En el conjunto se encuentran representadas una especie extinta (*Tafimys powelli*) y 11 vivientes de cricétidos (*Abrothrix illutea*, *Akodon spegazzinii*, *Necromys* cf. *N. lactens*, *Oxymycterus wayku*, *Oligoryzomys brendae*, *Oligoryzomys* cf. *O. flavescens*, *Calomys musculinus*, *Phyllotis anitae*, *Reithrodon auritus*, *Andinomys edax* y *Neotomys ebriosus*) así como tres especies de caviomorfos (*Cavia tschudii*, *Galea leucoblephara* y *Ctenomys* sp. (Ortiz *et al*., 2000, 2011a; Ortiz y Pardiñas, 2001; Ortiz, 2003; Ortiz y Jayat, 2013) (Figuras 3 y 4; Tabla 3). De acuerdo al nuevo esquema propuesto para los depósitos cuaternarios del valle de Tafí por Sampietro Vattuone y Peña Monné (2016a, 2016b), la edad de esta asociación se encuentra próxima al límite Pleistoceno-Holoceno. Debido a la presencia de las especies vivientes cuyos requerimientos ambientales son conocidos, la asociación ha sido considerada de gran relevancia en la reconstrucción paleoambiental de este intervalo en el valle de Tafí (Ortiz y Pardiñas, 2001; Ortiz *et al*., 2011a). Por otra parte, la intercalación de numerosos niveles de sedimentos eólicos y paleosuelos en la secuencia loéssica de la Formación Tafí del Valle ha indicado la existencia de numerosas fluctuaciones climáticas a lo largo del Pleistoceno, con los depósitos de loess vinculados con períodos fríos y secos y el desarrollo edáfico con intervalos de mayor humedad y temperatura (Collantes *et al*., 1993; Collantes y Busnelli, 2014).

En cuanto a la zona central y oriental de esta provincia, Bonaparte y Bobovnikov (1974) caracterizaron como Formación Tucumán a los materiales limo-arcillosos que afloran con un espesor de varios metros en la llanura central, desde el pedemonte de los cordones montañosos de Sierra del Aconquija, Sierra de la Ramada y Sierra de Medina hacia el sur y este. Los autores señalaron que estos sedimentos

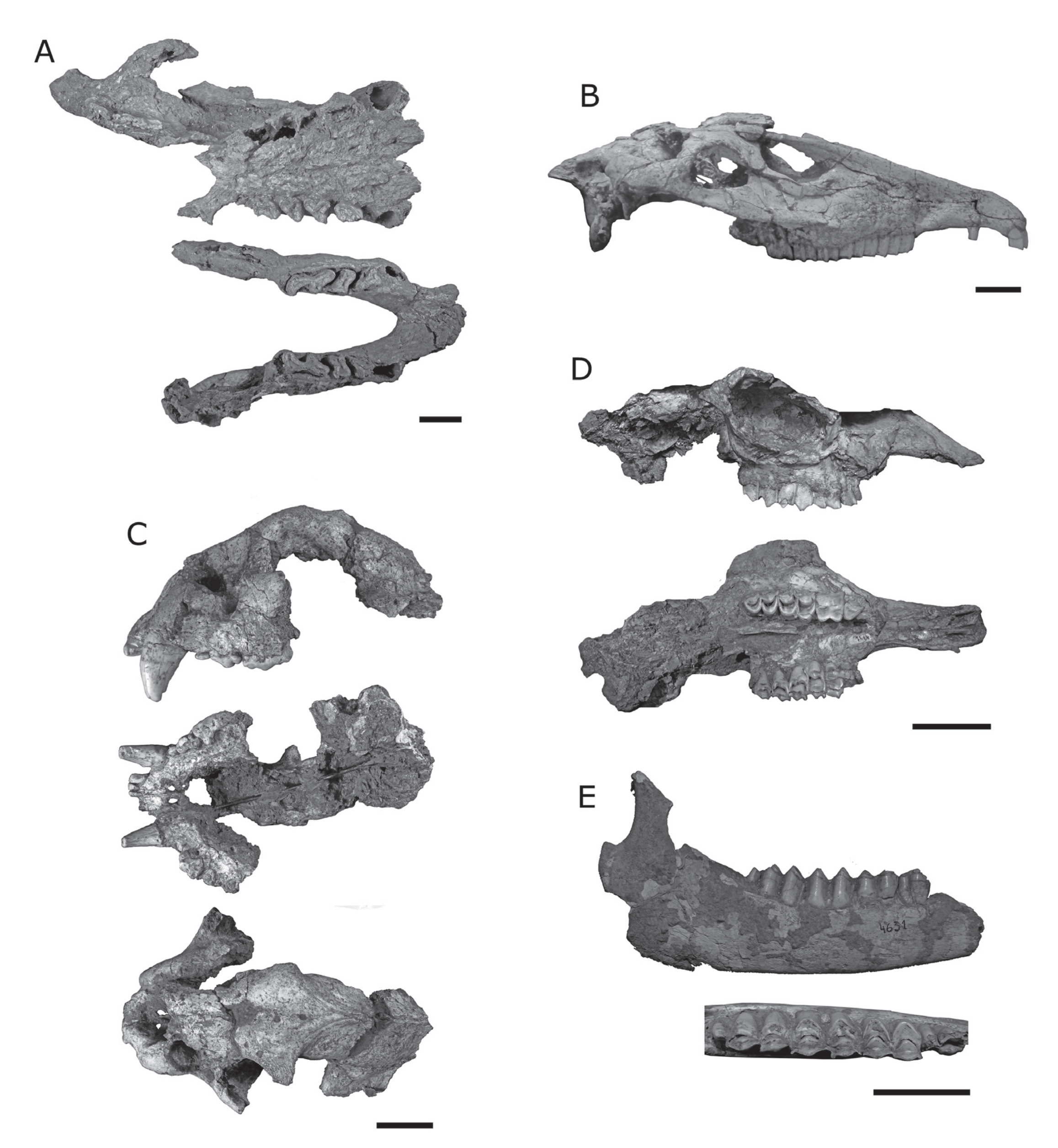


Figura 2. Mamíferos pleistocenos de la provincia de Tucumán. A) *Paraglossotherium elmollarum*, PVL 4633, Tafí del Valle. Cráneo parcial en vista ventral y mandíbulas en vista dorsal. B) *Hippidion* sp., PVL 4742, Tafí del Valle. Cráneo en vista lateral. C) *Panthera onca*, PVL 3866, San Miguel de Tucumán. Cráneo en vista lateral, ventral y dorsal. D) *Vicugna vicugna*, PVL 4741, Tafí del Valle. Cráneo en vista lateral y ventral (modificado de Torres Carro, 2016). E) *Hemiauchenia paradoxa*, PVL 4631, Tafí Viejo. Hemimandíbula derecha en vista lateral y detalle de los dientes postcaninos en vista oclusal (modificado de Torres Carro, 2016). Barra de escala = 5 cm.

presentan intercalaciones de conglomerados, sobre todo en proximidades de las áreas serranas. Para esta unidad se ha reconocido un numeroso conjunto de mamíferos, en particular en diversas localidades de los departamentos Tafí Viejo, Burruyacu y Leales, que muestra un marcado predominio de gliptodontes (*Glyptodon reticulatus*, *G. clavipes*, *Sclerocalyptus* cf. *S. ornatus*, *Neothoracophorus* cf. *N. depresus*, *Panochthus* cf. *P. tuberculatus* y *Hoplophorus* sp.) por sobre otros taxones como el perezoso *Scelidodon* sp., el camélido *Hemiauchenia paradoxa* (identificado preliminarmente como

Tabla 3. Mamíferos fósiles representados en el Pleistoceno de la provincia de Tucumán.

Orden	Familia	Especie	Citas principales	Unidad	Edad	Localidad
Xenarthra	Dasypodidae	*Chaetophractus* sp.	Powell y Ortiz (2014)	Formación Tafí del Valle	Pleistoceno superior	La Angostura
	Glyptodontidae	*Glyptodon* sp.	Bonaparte y Bobovnikov (1974)	Formación Tucumán		Los Sarmiento
		Glyptodon clavipes				Estación Aráoz
			Powell y Ortiz (2014)	Formación Tafí del Valle		Tafí del Valle
		Glyptodon cf. *G. reticulatus*	Bossi (1969)	Formación Ticucho	Pleistoceno inferior	Ticucho
		Glyptodon reticulatus	Bonaparte y Bobovnikov (1974)	Formación Tucumán	Pleistoceno superior	Tafí Viejo
			Powell y Ortiz (2014)	Formación Tafí del Valle		Tafí del Valle
		Hoplophorus sp.	Bonaparte y Bobovnikov (1974)	Formación Tucumán		Yerba Buena
		Neothoracophorus cf. *N. depresus*	Bonaparte y Bobovnikov (1974); Esteban *et al.* (1988)			Tafí viejo
		Panochthus cf. *P. tuberculatus*	Bonaparte y Bobovnikov (1974)			Tafí Viejo
		Sclerocalyptus sp.	Powell y Ortiz (2014)			Estación Aráoz
		Sclerocalyptus cf. *S. ornatus*	Bonaparte y Bobovnikov (1974); Esteban *et al.* (1998)			Tafí Viejo
	Megatheriidae	*Megatherium americanum*	Rufino y Mulé (1994)	Formación Tafí del Valle	Pleistoceno superior	Tafí del Valle
	Mylodontidae	Scelidotherinae indet.	Powell y Ortiz (2014)			

Tabla 3 (cont.). Mamíferos fósiles representados en el Pleistoceno de la provincia de Tucumán.

Paraglossotherium elmollarum	Esteban (1993)			
Scelidodon sp.	Bonaparte y Bobovnikov (1974); Esteban et al. (1998)	Formación Tucumán		Tafí Viejo
Abrothrix illutea	Ortiz y Pardiñas (2001)	Formación Tafí del Valle	Pleistoceno superior	La Angostura
Akodon spegazzinii				
Necromys cf. *N. lactens*				
Oxymycterus wayku	Ortiz y Pardiñas (2001); Ortiz y Jayat (2013)			
Oligoryzomys cf. *O. flavescens*	Ortiz y Pardiñas (2001)			
Oligoryzomys brendae	Ortiz y Pardiñas (2001); Teta et al. (2013)			
Calomys cf. *C. musculinus*	Ortiz y Pardiñas (2001)			
Phyllotis anitae	Ortiz y Pardiñas (2001); Ortiz y Jayat (2013)			
Tafimys powelli	Ortiz et al. (2000); Ortiz y Pardiñas (2001)			
Reithrodon auritus	Ortiz y Pardiñas (2001); Ortiz y Jayat (2012)			
Andinomys edax	Ortiz y Pardiñas (2001)			
Neotomys ebriosus	Ortiz y Pardiñas (2001)			
Ctenomys sp.	Ortiz y Pardiñas (2001)			

Tabla 3 (cont.). Mamíferos fósiles representados en el Pleistoceno de la provincia de Tucumán.

Caviidae	*Cavia tschudii*	Ortiz y Pardiñas (2001); Ortiz (2003)			
	Galea leucoblephara	Ortiz y Pardiñas (2001)			
Gomphotheriidae	*Cuvieronius* cf. *C. hyodon*	Powell y Mulé (1996)			
	Notiomastodon sp.	Bonaparte y Bobovnikov (1974); Powell y Ortiz (2014)	Formación Tucumán		Burruyacu
					San Miguel de Tucumán
Equidae	*Hippidion* sp.	Powell et al. (1994)	Formación Tafí del Valle		Tafí del Valle
	Equidae indet.	Esteban et al. (1988)	Formación Tucumán		Tafí Viejo
Camelidae	*Vicugna vicugna*	Torres Carro (2016)	Formación Tafí del Valle		Tafí del Valle
	Hemiauchenia paradoxa	Esteban et al. (1988); Torres Carro (2016)	Formación Tucumán		Tafí Viejo
Felidae	*Panthera onca*	Bonaparte y Bobovnikov (1974)			San Miguel de Tucumán
	Smilodon sp.	Powell y Ortiz (2014)			Yerba Buena

Palaeolama sp. por Esteban *et al*. [1988] y reestudiado por Torres Carro [2016]), un équido indeterminado, el mastodonte *Notiomastodon* y los félidos *Panthera onca* y *Smilodon* sp. (Bonaparte y Bobovnikov, 1974; Esteban *et al*., 1988; Powell y Ortiz, 2014; Torres Carro, 2016) (Figuras 2 y 5; Tabla 3). La asociación de mamíferos recuperada en los diversos afloramientos de la unidad indicó que estos sedimentos podían ser referidos al Pleistoceno tardío (edad Lujanense). Entre los invertebrados mencionados para la Formación Tucumán, Cuezzo (1990) reportó a los caracoles terrestres *Bulimulus apodemetes*?, *Epiphragmophora tucumanensis*, *Scolodonta semperi*, *Spixia tucumanensis* y *Succinea* sp.

PROVINCIA DE CATAMARCA

Una de las regiones que ha brindado más información sobre la fauna pleistocénica de Catamarca, principalmente mamíferos, es el Campo del Pucará, en el departamento Andalgalá en el centro-este de la provincia. En el Campo del Pucará afloran depósitos loessoides limo-arcillosos y limo-arenosos asignados al Pleistoceno,

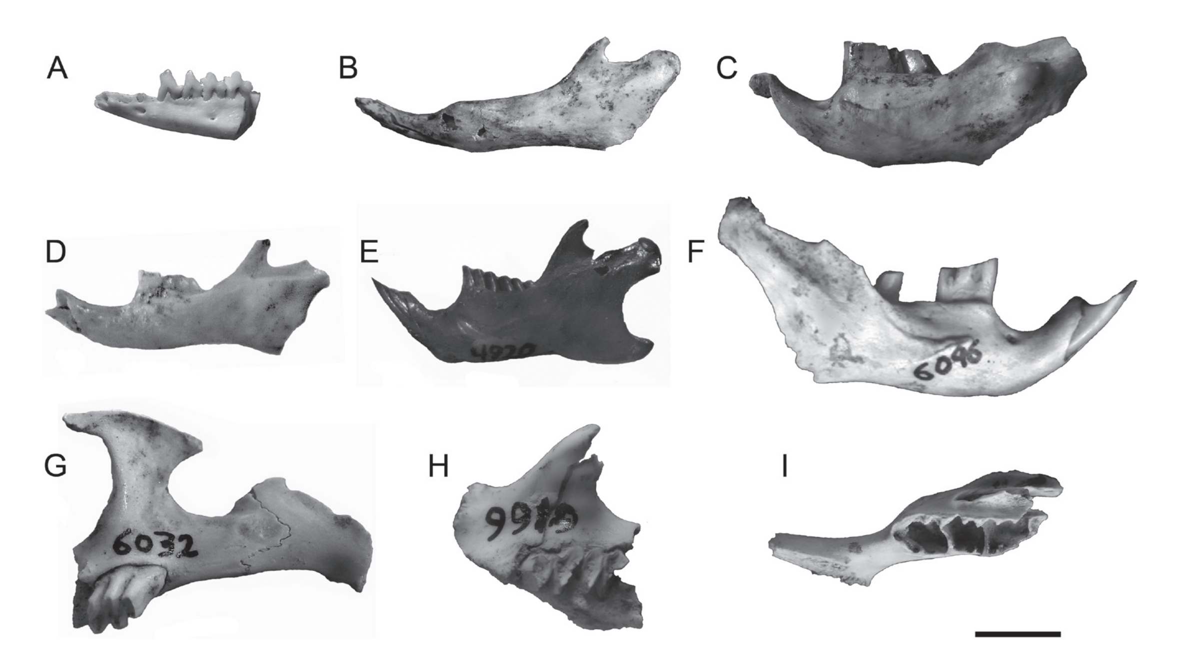


Figura 3. Pequeños mamíferos registrados en depósitos del Pleistoceno tardío en Las Juntas (provincia de Catamarca) y en La Angostura (provincia de Tucumán). A) *Thylamys* sp. PVL 6168, Las Juntas. Hemimandíbula izquierda con p2-m2 en vista lateral. B) *Oxymycterus wayku*, PVL 6565, La Angostura. Hemimandíbula izquierda edéntula en vista lateral. C) *Phyllotis anitae*, PVL 6551, La Angostura. Hemimandíbula derecha con m1-m2 en vista lateral. D) *Abrothrix illutea*, PVL 5086, La Angostura. Hemimandíbula izquierda con m1-m2 en vista lateral. E) *Tafimys powelli*, PVL 4920, La Angostura. Hemimandíbula izquierda con m1-m3 en vista lateral. F) *Andinomys edax*, PVL 6096, Las Juntas. Hemimandíbula derecha con m1 y m3 en vista lateral. G) *Reithrodon auritus*, PVL 6032, Las Juntas. Hemimaxilar derecho con placa cigomática y M1 en vista lateral. H) *Galea leucoblephara*, PVL 6166, Las Juntas. Fragmento de hemimaxilar izquierdo con P4-M1 en vista oclusal. I) *Abrocoma cinerea*, PVL 6124, Las Juntas. Fragmento de hemimandíbula derecha edéntula en vista oclusal. Barra de escala = 5 cm.

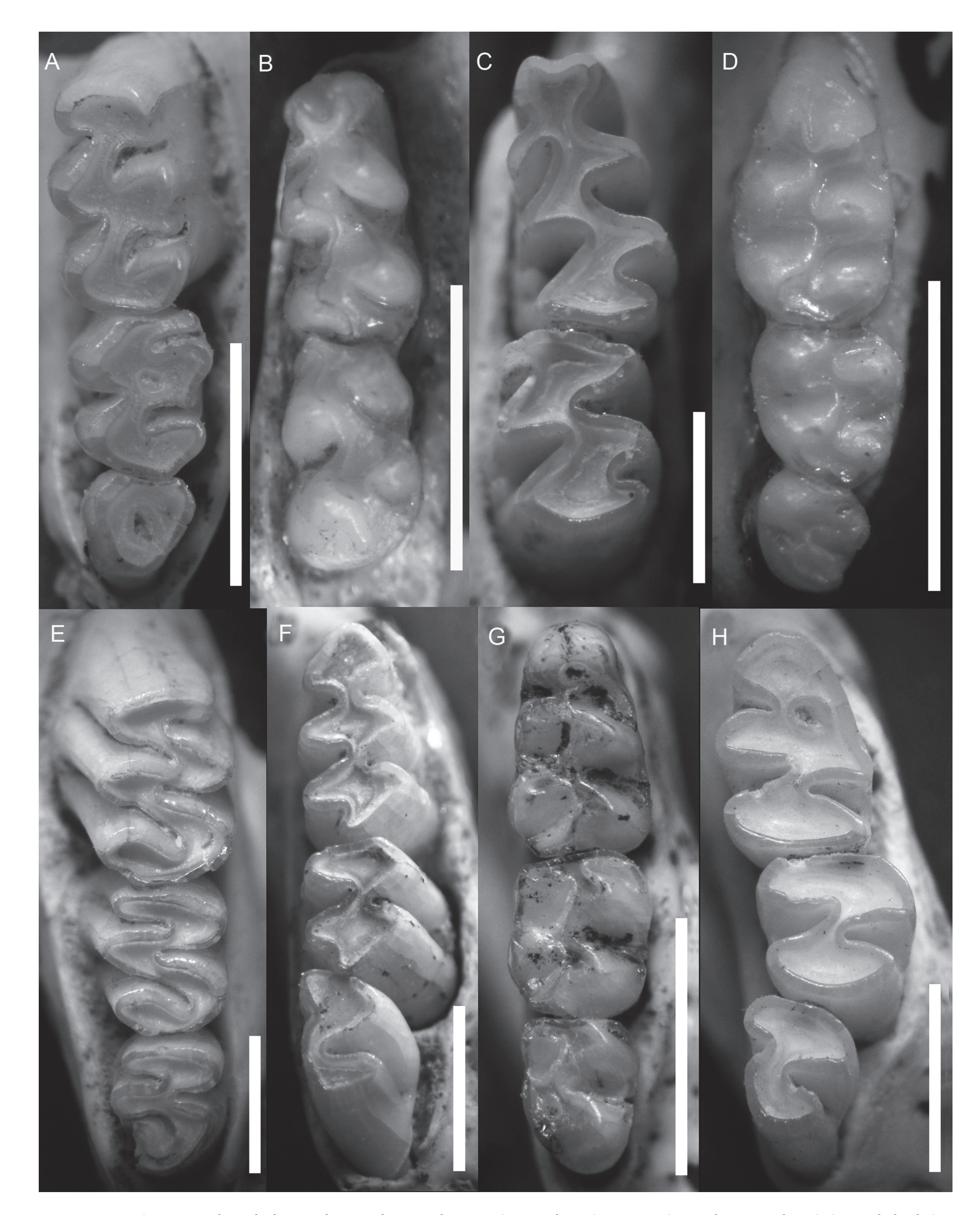


Figura 4. Figura oclusal de molares de roedores Sigmodontinae registrados en depósitos del Pleistoceno tardío en Las Juntas (provincia de Catamarca) y en La Angostura (provincia de Tucumán). A) *Abrothrix illutea*, PVL 7572, La Angostura. M1-M3 izquierdos. B) *Akodon spegazzinii*, PVL 6155, Las Juntas. m1-m2 izquierdos. C) *Andinomys edax*, PVL 5877, Las Juntas. m1-m2 izquierdos. D) *Calomys musculinus*, PVL 6121, Las Juntas. M1-M3 izquierdos. E) *Reithrodon auritus*, PVL 6035, Las Juntas. M1-M3 derechos. F) *Tafimys powelli*, PVL 6949, La Angostura. m1-m3 derechos. G) *Oligoryzomys brendae*, PVL 7570, La Angostura. m1-m3 derechos. H) *Phyllotis* sp., PVL 5923, Las Juntas. m1-m3 derechos. Barra de escala = 2 cm.

conformando el relleno superficial de la gran depresión que constituye esta área. Estos sedimentos pueden ser confundidos con loess, pero por su composición se consideran de origen fluvial (González Bonorino, 1950). Niepagen (1981) mencionó que en algunos sectores alcanzan un espesor cercano a los 200 m. Vergel (1981) diferenció los sedimentos de grano fino en dos horizontes, uno inferior limo-arcilloso de color pardo rojizo y uno superior limo-arenoso y color pardo grisáceo. En el sector sur del valle del Suncho, sobre el extremo norte del Campo del Pucará, esta autora refirió los primeros restos de mamíferos fósiles con buena procedencia geográfica y estratigráfica, mencionando para los niveles inferiores de estos depósitos pardo-rojizos fragmentos de caparazón dorsal y dientes de un gliptodonte que asignó al género *Panochthus*. Del horizonte superior limo-arenoso, en las proximidades de la localidad de El Alamito, exhumó además varios restos cráneo-mandibulares y postcraneanos de un camélido asignado a *Lama guanicoe* y un molar inferior determinado como *Equus* sp. Sobre la base de esta fauna, Vergel (1981) asignó el horizonte inferior al Pleistoceno tardío y el horizonte superior al lapso Pleistoceno tardío hasta el presente (Tabla 4).

González Bonorino (1950) hizo referencia a restos de gliptodóntidos hallados en las barrancas de los cauces actuales del Campo del Pucará, aunque sin precisar la procedencia geográfica, y sobre esta base asignó los sedimentos al Pleistoceno. García Salemi (1977) dio a conocer el hallazgo de un xenartro milodóntido en la margen izquierda del río El Espinillo, en las proximidades de la localidad Agua de Las Palomas. Esteban (1984) estudió este material y lo asignó a una especie nueva del género *Glossotherium*, y en una contribución posterior (Esteban, 1988) lo refirió como *G. emmersoni* (posteriormente sinonimizado a *G. robustum* [Esteban, 1996]), convalidando la antigüedad pleistocena tardía para los sedimentos portadores. Esteban (1984) proporcionó, además, un listado de la fauna colectada en el extremo sudoeste del Campo del Pucará, cerca de Agua de las Palomas. Entre los restos más conspicuos mencionó restos de coraza dorsal y de postcráneo de un dasipódido (*Propraopus*), dos ejemplares de gliptodóntidos (un caparazón casi completo y un anillo de tubo caudal) asignados al género *Glyptodon*, restos postcraneanos de un milodóntido Scelidotheriinae y dientes asociados a dos vértebras y una falange referidos a un Equidae indeterminado. Duarte (1997) describió en detalle algunos gliptodontes encontrados Agua de Las Palomas, refiriéndolos a *Glyptodon clavipes*, *G. reticulatus* y *Glyptodon* sp., presentando, además, un listado unificado con todos los hallazgos mencionados previamente para el valle del Suncho y el Campo del Pucará (Figura 6). Para el sector oriental del Campo del Pucará, en el área de los sitios prehispánicos de El Alamito, Nasif y Esteban (1998) dieron a conocer restos craneanos, postcraneanos y del caparazón dorsal de un ejemplar asignado a *Chaetophractus vellerosus*, señalando que los sedimentos portadores corresponden al Pleistoceno tardío. Restos de este taxón, incluyendo numerosos osteodermos quemados, fueron rescatados de diferentes recintos del sitio arqueológico por lo que se infirió que *C. vellerosus* habría formado parte de la dieta de los antiguos pobladores de la región (Tabla 4). Entre los escasos invertebrados citados para esta área cabe mencionar numerosos ejemplares de gasterópodos pulmonados del género *Succinea*.

Tabla 4. Mamíferos representados en el Pleistoceno de la provincia de Catamarca.

Orden	Familia	Especie	Citas principales	Edad	Localidad
Didelphimorphia	Didelphidae	*Thylamys* sp.	Ortiz *et al*. (2011b)	13 Ka AP	Las Juntas
Xenarthra	Dasypodidae	*Chaetophractus vellerosus*	Nasif y Esteban (1998)	Pleistoceno superior	El Alamito
		Propraopus sp.	Esteban (1984)		Agua de Las Palomas
	Glyptodontidae	*Glyptodon* sp.			
		Glyptodon clavipes	Duarte (1997)		
		Glyptodon reticulatus			
		Panochthus sp.	Vergel (1981)		Valle del Suncho
	Mylodontidae	*Glossotherium robustum*	Esteban (1996)		Agua de Las Palomas
		Scelidotheriinae indet.	Esteban (1984)		
Artiodactyla	Camelidae	*Lama guanicoe*	Vergel (1981)		El Alamito
Perissodactyla	Equidae	Equidae indet.	Esteban (1984)		Agua de Las Palomas
		Equus sp.	Vergel (1981)		El Alamito
Carnivora	Ursidae	*Arctotherium* sp.	García-López *et al*. (2008)		El Rodeo
Rodentia	Cricetidae	*Akodon simulator*	Ortiz *et al*. (2011b)	13 Ka AP	Las Juntas
		Akodon spegazzinii			
		Calomys cf. *C. musculinus*			
		Phyllotis sp.			
		Tafimys powelli			
		Reithrodon auritus			
		Andinomys edax			
	Caviidae	*Galea leucoblephara*			
		Microcavia sp.			
	Ctenomyidae	*Ctenomys* sp.			
	Abrocomidae	*Abrocoma cinerea*			

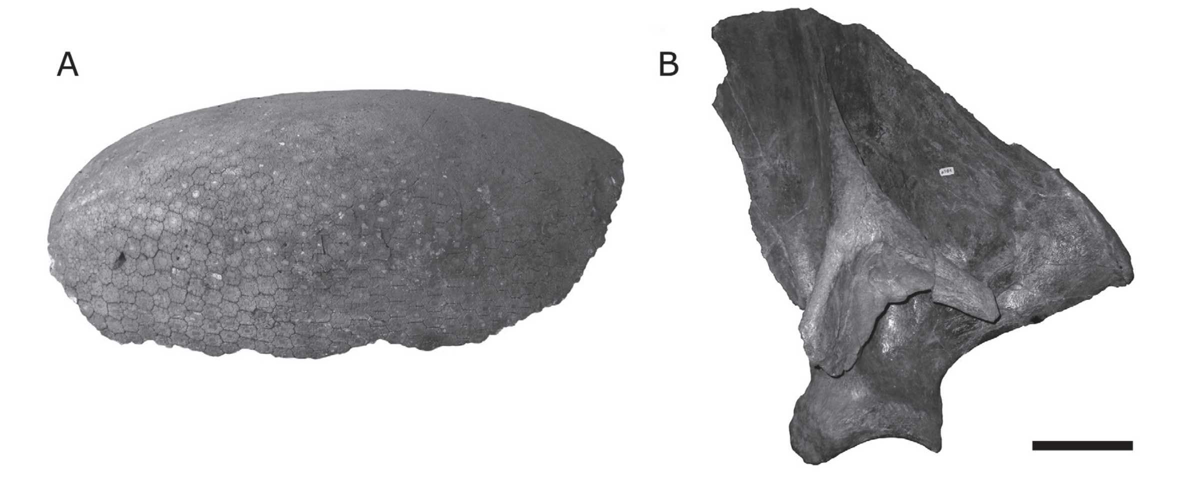


Figura 5. Mamíferos pleistocenos de la provincia de Tucumán. A) *Sclerocalyptus* sp., PVL 4630, Tafí Viejo. Caparazón en vista lateral. B) Gomphotheriidae indet., PVL 6581, Burruyacu. Escápula izquierda en vista lateral; Barra de escala = 20 cm.

Recientemente, García-López *et al*. (2008) dieron a conocer restos del úrsido *Arctotherium*, exhumados de sedimentos loéssicos en proximidades de El Rodeo, en el área central de la provincia (Figura 6). Estos depósitos fueron referidos al Pleistoceno tardío sobre la base de la comparación con secuencias similares en áreas próximas de Catamarca (Balcozna) que fueron datadas por radiocarbono entre 32,5 y 4,5 Ka (Sayago *et al*., 2005). Cabe destacar, además, el hallazgo de una asociación de pequeños mamíferos provenientes de la localidad de Las Juntas, próxima a El Rodeo, estudiada por Ortiz *et al*. (2011b). Una datación radiocarbónica realizada sobre huesos de roedores arrojó para estos niveles una edad de 13 Ka (Ortiz *et al*., 2011b). Entre las especies registradas en Las Juntas cabe mencionar un pequeño marsupial referido al género *Thylamys*, siete especies de roedores sigmodontinos (*Akodon simulator*, *Akodon spegazzinii*, *Calomys* cf. *C. musculinus*, *Phyllotis* sp., *Tafimys powelli*, *Reithrodon auritus* y *Andinomys edax*) y cuatro especies de roedores caviomorfos (*Galea leucoblephara*, *Microcavia* sp., *Ctenomys* sp. y *Abrocoma cinerea*) (Figuras 3 y 4; Tabla 4). Sobre la base del conjunto de neoespecies los autores infirieron para este intervalo de fines del Pleistoceno un paleoambiente de áreas abiertas de pastizales y condiciones más secas y frías que la actualidad en el área, todo ello asociados al descenso de los pisos de vegetación en las laderas montañosas (Ortiz *et al*., 2011b; Ortiz y Jayat, 2012).

PROVINCIA DE SANTIAGO DEL ESTERO

Los depósitos asignados al Cuaternario son los de mayor extensión en esta provincia. Aquellas unidades constituidas por fanglomerados, limos loéssicos y loess fueron asignados al Pleistoceno por Bataglia (1982). Sobre esta base este autor distinguió dos etapas climáticas: las acumulaciones de fanglomerados y limos loéssicos estarían asociadas a momentos húmedos con grandes precipitaciones en tanto que los niveles de loess se habrían depositado en condiciones de mayor aridez y fuertes

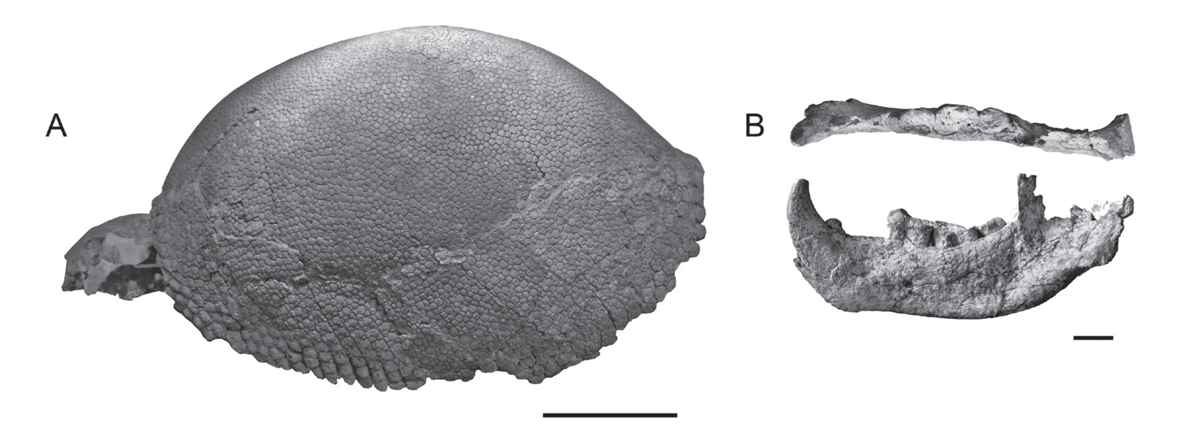


Figura 6. Mamíferos registrados en el Pleistoceno de la provincia de Catamarca. A) *Glyptodon reticulatus*, PVL 4733, Agua de las Palomas, Campo del Pucará. Caparazón y cráneo en vista lateral. Barra de escala = 20 cm. B) *Arctotherium* sp., PVL 6198, El Rodeo. Hemimandíbula izquierda en vista dorsal y lateral (modificado de García-López *et al*., 2008). Barra de escala = 2 cm.

vientos (Battaglia, 1982). Los hallazgos realizados a lo largo de gran parte del siglo XX fueron recién compendiados y reportados por Rusconi (1967), mientras que Gramajo (1992) detalló nueva información sobre la geología y la paleontología de los depósitos cuaternarios.

La amplia mayoría de los registros pleistocenos de Santiago del Estero provienen de los depósitos contiguos al Río Dulce, en el área situada entre la ciudad capital y la ciudad de Termas de Río Hondo, asociados principalmente a la zona conocida como cuenca de Alhuampa (Russo *et al*., 1979). Los restos fósiles suelen estar mayormente asociados a los depósitos de loess (Gramajo, 1992) aunque en muchos casos existe retransporte por acción fluvial hacia depósitos intercalados de loess y arenas finas a gruesas. Los diversos aportes realizados han permitido conocer cierta diversidad de mamíferos fósiles, incluyendo representantes de Camelidae, Gomphotheriidae y un buen número de géneros de xenartros y notoungulados (Figura 7; Tabla 5). Deraco *et al*. (2006) reportaron la presencia del camélido *Hemiauchenia paradoxa* para depósitos referidos al Pleistoceno tardío en el Río Dulce en proximidades de Termas de Río Hondo. Por su parte, Alberdi *et al*. (2008) estudiaron en detalle los restos del mastodonte *Notiomastodon platensis* (*Stegomastodon platensis* en esa publicación) a partir de material proveniente de diferentes localidades a lo largo del curso del Río Dulce y realizaron estudios isotópicos a fin de determinar aspectos de su paleobiología. Parte de esos restos habían sido ya reportados preliminarmente por Gramajo (1992). Pesquin y Cerdeño (2010) ampliaron este registro reportando nuevos restos de *N. platensis* así como material referido a *Equus* (*Amerhippus*) *neogeus*, *Megatherium americanum* y *Toxodon* sp. Chimento y Agnolin (2011) reportaron varios hallazgos provenientes del área del dique Los Quiroga, también sobre el río Dulce. Entre los Xenarthra, estos autores reportaron a *Holmesina paulacoutoi*, *Panochthus greslebini*, *Megatherium* sp., un género y especie indeterminado de Scelidotheriinae y restos referidos como Glyptodontidae indet. Entre los ungulados nativos refirieron la presencia de *Toxodon* sp., *Toxodon gracilis* y *Mixotoxodon larensis*, brindando además un nuevo registro de *Notiomastodon platensis* (Tabla 5). Recientemente, Gaudioso *et*

al. (2017) describieron los primeros restos del litopterno *Neolicaphrium recens* para la provincia en el área cercana a Termas de Río Hondo, extendiendo notablemente el rango de distribución de la especie hacia el Norte y el Oeste.

La edad de los niveles portadores de fósiles cuaternarios de Santiago del Estero ha sido establecida tradicionalmente como Pleistoceno tardío. Alberdi *et al*. (2008) brindaron una datación AMS ^{14}C que dio como resultado una edad de 19 Ka AP. La evidencia bioestratigráfica es también coherente con esos datos, tal como lo expresan Pesquin y Cerdeño (2010) quienes señalaron que el registro de *Equus* (*Amerhippus*) *neogeus* confirma una edad mamífero Lujanense para estos depósitos. Al contrario de hipótesis previas, se ha sugerido que durante el Pleistoceno tardío la región chaqueña estuvo más relacionada faunísticamente con la región mesopotámica que a la pampeana por la presencia de elementos brasílicos en los depósitos del río Dulce (Chimento y Agnolin, 2011). Asimismo, estos autores indicaron probables condiciones climáticas más favorables en la región en la cual se depositaron los niveles fosilíferos de esta época en esta provincia. Por último, es destacable en este contexto el aporte de Alberdi *et al*. (2008) quienes realizaron análisis isotópicos a partir del esmalte de *Notiomastodon platensis*, concluyendo que las poblaciones de Santiago del Estero presentaba adaptaciones a una dieta estricta de plantas C4, en contraposición con sus contrapartes bonaerenses que mostraron adaptaciones para el consumo de plantas C3. Según los autores, esto reflejaría variaciones latitudinales que se ajustan bastante bien a modelos previos (Sánchez-Chillón *et al*., 2004) y, para esta zona, indicaría condiciones más frías que las actuales, probablemente correspondientes a un período de máximo glacial.

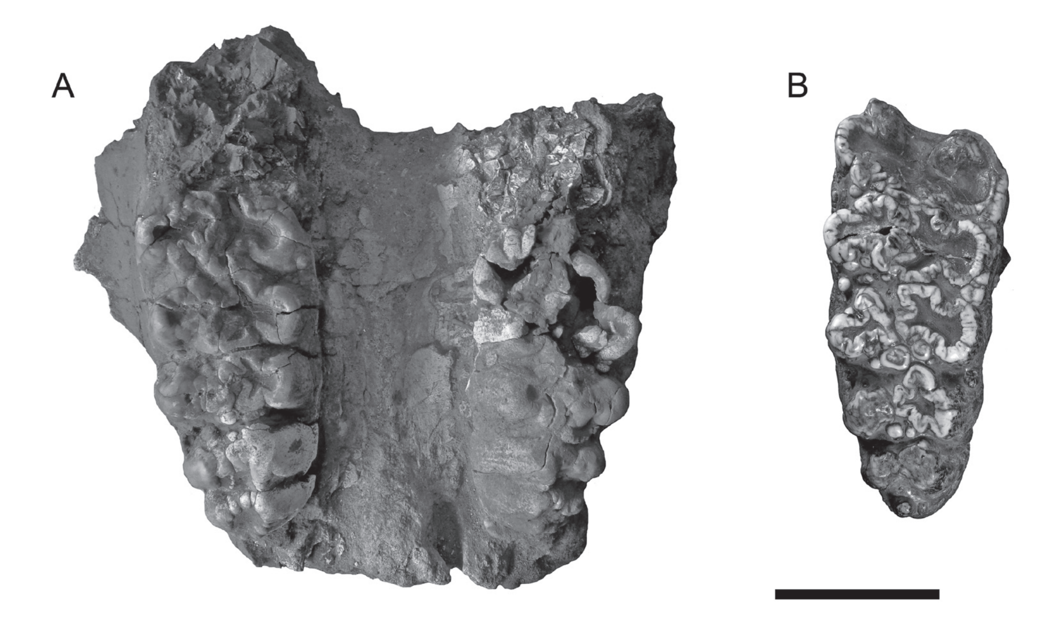


Figura 7. Mamíferos pleistocenos de la provincia de Santiago del Estero. A) *Notiomastodon* sp., PVL 1917, Cantera de Borges, Dique Los Quiroga, Departamento Capital. Región palatal del cráneo con molares en vista ventral. B) *Notiomastodon* sp., PVL 4013, Dique El Frontal, Termas de Río Hondo. Molar aislado en vista oclusal. Barra de escala = 10 cm.

Tabla 5. Mamíferos registrados en el Pleistoceno de la provincia de Santiago del Estero.

Orden	Familia	Especie	Citas principales	Edad	Localidad
Xenarthra	Glyptodontidae	Glyptodontidae indet.	Chimento y Agnolin (2011)	Pleistoceno superior	Dique Los Quiroga
		Panochthus greslebini			
	Pampatheriidae	*Holmesina paulacoutoi*			
	Mylodontidae	Scelidotheriinae indet.			
	Megatheriidae	*Megatherium* sp.			
		Megatherium americanum	Pesquin y Cerdeño (2010)	Pleistoceno superior-Holoceno	La Banda
Litopterna	Proterotheriidae	*Neolicaphrium recens*	Gaudioso *et al*. (2017)	Pleistoceno	Márgenes Río Dulce
Notoungulata	Toxodontidae	*Mixotoxodon larensis*	Chimento y Agnolin (2011)	Pleistoceno superior	Dique Los Quiroga
		Toxodon gracilis			
		Toxodon sp.	Pesquin y Cerdeño (2010)	Pleistoceno superior-Holoceno	La Banda
Proboscidea	Gomphotheriidae	*Notiomastodon platensis*	Alberdi *et al*. (2008)	Pleistoceno superior	Márgenes Río Dulce
			Pesquin y Cerdeño (2010)	Pleistoceno superior-Holoceno	La Banda
			Chimento y Agnolin (2011)	Pleistoceno superior	Dique Los Quiroga
Artiodactyla	Camelidae	*Hemiauchenia paradoxa*	Deraco *et al*. (2006)		Termas del Río Hondo
Perissodactyla	Equidae	*Equus* (*Amerhippus*) *neogeus*	Pesquin y Cerdeño (2010)	Pleistoceno superior-Holoceno	La Banda

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A pesar de las recientes contribuciones que han permitido expandir el conocimiento paleontológico del Cuaternario en la región, el registro fósil del Pleistoceno en el Noroeste de Argentina es aún poco conocido. Además, este registro se encuentra distribuido de manera no uniforme, concentrándose sobre la provincia de Tucumán y áreas vecinas próximas de Catamarca y Santiago del Estero. Si bien gran parte de los restos fósiles reconocidos provienen de depósitos asignados al Pleistoceno más tardío, existen pocas dataciones radiométricas que permitan confirmar esta edad para los sedimentos portadores. En este sentido, el área que concentró mayor interés en la resolución temporal de los depósitos cuaternarios y su contenido fosilífero ha sido el valle de Tafí, para la cual existen varias dataciones que han brindado una edad referible al Pleistoceno tardío y Holoceno más temprano, en un intervalo entre 196 Ka y 10 Ka (e.g., Collantes *et al*., 1993; Sayago *et al*., 1998, 2005; Zinck y Sayago, 1999, 2001; Ortiz y Pardiñas, 2001; Kemp *et al*., 2003, 2004; Schellenberger *et al*. 2003; Carter-Stiglitz *et al*., 2006; Schellenberger y Veit, 2006; Ortiz y Jayat, 2007; Sampietro Vattuone y Peña Monné, 2016a, 2016b). Con la única excepción de *Paraglossotherium elmollarum*, conocido sólo a partir del ejemplar tipo, la mayor parte de los mamíferos medianos y grandes exhumados en el valle de Tafí (e.g., *Megatherium americanum*, *Glyptodon clavipes*, *Glyptodon reticulatus*, *Cuvieronius* cf. *C. hyodon*, *Hippidion* sp.) así como también aquellos de la región de la llanura oriental de Tucumán (e.g., *Sclerocalyptus* cf. *S. ornatus*, *Panochthus* cf. *P. tuberculatus*, *Scelidodon* sp., *Hemiauchenia paradoxa*, *Smilodon* sp., *Notiomastodon* sp.) corresponden a géneros y especies también registrados en una amplia región que abarca básicamente toda la zona de la Llanura Chaco-Pampeana, desde Paraguay y el Sudeste de Bolivia hasta el sur de las provincias de La Pampa y Buenos Aires. Esta notable similitud faunística entre la región pampeana y el centro norte de Argentina durante el Pleistoceno ya fue reconocida por Carlini *et al*. (2004), reafirmando lo sugerido por Tonni y Scillato-Yané (1997) de que condiciones climático-ambientales homogéneas áridas y semiáridas se habrían extendido por toda esa área (véase también Zurita *et al*., 2009). El registro fósil de mamíferos en otras provincias del noroeste, como Salta y Catamarca, parece dar apoyo a que desde un punto de vista paleobiogeográfico y paleoambiental el Noroeste argentino está estrechamente relacionado con la región pampeana. Sin embargo, Chimento y Agnolin (2011), a partir de la comparación de la fauna de Santiago del Estero con elementos pampeanos y mesopotámicos, sugirieron que durante el Pleistoceno tardío la región chaqueña occidental estuvo más relacionada a la región mesopotámica que a la pampeana. Particularmente, el registro de *Holmesina paulacoutoi*, *Mixotoxodon larensis*, *Toxodon gracilis* y *Panochthus greslebini* sustentarían esta idea. A partir de esta base, Chimento y Agnolin (2011) indicaron probables condiciones climáticas más favorables en la región (más cálidas y húmedas), a diferencia de lo propuesto por Alberdi *et al*. (2008) para esta zona, quienes sugirieron la presencia de condiciones más frías que las actuales, en un marco coherente con un período de máximo glacial.

En neto contraste, el registro fósil de pequeños mamíferos para el Pleistoceno tardío del noroeste señala diferencias biogeográficas marcadas respecto de las regio-

nes pampeana y mesopotámica. A nivel genérico muchos de los taxones registrados muestran una amplia distribución en el continente (e.g., *Thylamys*, *Akodon*, *Calomys*, *Phyllotis*, *Necromys*, *Oxymycterus*, *Oligoryzomys*, *Cavia* y *Galea*), otros cuentan con una distribución vinculada claramente a los Andes centrales y australes (es el caso de *Andinomys*, *Abrothrix*, *Neotomys* y *Abrocoma*), en tanto que los géneros *Reithrodon*, *Microcavia* y *Ctenomys* presentan su geonemia principalmente sobre las tierras bajas y de media altitud en la mitad austral del subcontinente (Braun *et al*., 2005; Patton *et al*., 2015, y referencias allí citadas). Sin embargo, a nivel específico muy pocas formas pleistocenas del noroeste son conocidas en depósitos de esa edad en otras regiones del país (e.g., *Reithrodon auritus*, *Oligoryzomys* cf. *O. flavescens*, *Calomys* cf. *C. musculinus* y, probablemente, *Microcavia australis*) (Pardiñas *et al*. 2002; Ortiz *et al*., 2011a; Tammone *et al*., 2014). De este modo, con la mayor parte de las especies registradas siendo exclusivas de la región (e.g., *Akodon simulator*, *Tafimys powelli*, *Andinomys edax*, *Abrothrix illutea*, *Necromys* cf. *N. lactens*, *Neotomys ebriosus* y *Oligoryzomys brendae*, por citar algunos de los elementos más conspicuos), cabe reconocer para este grupo de mamíferos durante el Pleistoceno tardío diferencias biogeográficas similares a las que se presentan actualmente con las regiones pampeana, chaqueña oriental, mesopotámica y Cuyo. En este sentido, es preciso destacar que la actual fauna de pequeños mamíferos del noroeste muestra mayores afinidades con la región andina y pedemontana del sur de Bolivia que con la de otras regiones de Argentina (Patton *et al*., 2015).

Más allá de las limitaciones que impone el actual estado del registro paleontológico en la región, en líneas generales la fauna pleistocena de mamíferos medianos y grandes del Noroeste argentino parece indicar notables similitudes con la clásica mastofauna pampeana, tal como se ha planteado para la región chaqueña oriental (Tonni y Scillato-Yané, 1997; Carlini *et al*., 2004). Esta similitud taxonómica sugiere la presencia de condiciones paleoambientales semejantes a las propuestas para la región pampeana, con un marcado predominio de ambientes abiertos y un régimen climático de temperaturas más bajas y menor humedad asociado con los eventos glaciarios finipleistocenos. Esta homogeneidad faunística durante el final del Pleistoceno parece extenderse además a la región chaqueña oriental (provincias de Chaco, Formosa y norte de Santa Fe), Paraguay y el sur de Bolivia (Tonni y Scillato-Yané, 1997; Carlini *et al*., 2004; Zurita *et al*., 2009) y contrasta claramente con los diferentes ambientes y faunas que estas regiones presentan actualmente. Por otra parte, la fauna fósil de pequeños mamíferos del Pleistoceno tardío indica claras diferencias a nivel específico respecto de la región pampeana, lo que indica que durante este intervalo ya habría existido una distinción biogeográfica marcada y de una magnitud similar a la presente actualmente, al menos para estos taxones. Al igual que la megafauna, también los pequeños mamíferos de los diferentes yacimientos estudiados están indicando para este lapso un ambiente de áreas abiertas de pastizales así como el descenso y la contracción de los pisos de vegetación en la áreas montañosas de la región (Ortiz y Pardiñas, 2001; Ortiz y Jayat, 2007; Ortiz *et al*., 2011a, 2011b).

En el actual contexto del conocimiento de la biota pleistocena del Noroeste argentino, con una resolución estratigráfica y taxonómica limitada (al menos para los medianos y grandes mamíferos), las conclusiones que se puedan extraer sobre dis-

tinciones o similitudes biogeográficas deben ser tomadas como una primera aproximación. Claramente, son necesarias revisiones sistemáticas de todo el material recuperado así como tareas de prospección adicionales para la obtención de fósiles con una buena resolución de su procedencia estratigráfica. Sólo de esta manera se podrán establecer comparaciones paleofaunísticas más precisas entre las distintas áreas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecen a aquellos colegas, estudiantes y personal técnico que han ayudado en las tareas de campo realizadas: R. González, S. d'Hiriart, G. Ortiz Tempel, V. Deraco, V. Torres Carro, C. Herrera, J. Babot, F. Barbière y J. Aguilar. Nuestro reconocimiento se extiende a J. M. Sayago y M. Collantes, quienes han encontrado importantes restos fósiles en el curso de sus estudios geológicos y sentaron las bases para la comprensión del Cuaternario en las provincias de Tucumán y Catamarca. Así también deseamos agradecer a M. M. Sampietro Vattuone y J. L. Peña Monné, con quienes hemos discutido problemas vinculados a los depósitos cuaternarios del valle de Tafí. Un agradecimiento especial a los técnicos M. Vince y J. Aguilar, quienes han preparado gran parte del material fósil de vertebrados considerado en este capítulo. Nuestro reconocimiento se extiende a numerosos alumnos de la Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo de la Universidad Nacional de Tucumán que ayudaron en las tareas de campo concretadas desde hace muchos años. Finalmente, nuestro agradecimiento al Dr. Jaime Powell por su aporte al estudio del Cuaternario en la región. Gran parte de los trabajos realizados han sido solventados financieramente por el Consejo de Investigaciones de la Universidad Nacional de Tucumán. La Facultad de Ciencias Naturales e IML, la Fundación Miguel Lillo y el CONICET han apoyado de también diversas maneras estas investigaciones, por lo que expresamos nuestra gratitud.

BIBLIOGRAFÍA

Alberdi, M. T., Fernández, J., Menégaz, A. N. y Prado, J. L. 1986. *Hippidion* Owen 1869 (Mammalia, Perissodactyla) en sedimentos del Pleistoceno tardío de la localidad de Barro Negro (Jujuy, Argentina). Estudio Geológicos 42: 487-493.

Alberdi, M. T., Cerdeño, E. y Prado, J. L. 2008. *Stegomastodon platensis* (Proboscidea, Gomphotheriidae) en el Pleistoceno de Santiago del Estero, Argentina. Ameghiniana 45 (2): 257-271.

Argollo Bautista, J. e Iriondo, M. H. 2008. El Cuaternario de Bolivia y regiones vecinas. Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino", Santa Fe, 289 pp.

Barrios, F. 2013. Presencia de *Caiman latirostris* (Daudin, 1802) (Crocodylia, Alligatoridae) en la Formación Piquete (Plioceno-Pleistoceno temprano) de la provincia de Salta, Argentina: implicancias paleoambientales y sistemáticas. Ameghiniana 50 (5): 522-534.

Battaglia, A. 1982. Descripción geológica de las Hojas 13f, Río Hondo, 13g, Santiago del Estero, 14g, El Alto, 14h, Villa San Martín, 15g, Frías. Provincias de Santiago del Estero, Catamarca y Tucumán. Servicio Geológico Nacional. Subsecretaría de Minería, Buenos Aires, 80 pp.

Bonaparte, J. F. y Bovobnikov, J. 1974. Algunos fósiles pleistocenos de la provincia de Tucumán y su significado bioestratigráfico. Acta Geológica Lilloana 12 (11): 171-183.

Bossi, G. E. 1969. Geología y estratigrafía del sector sur del Valle de Choromoro. Acta Geológica Lilloana 10 (2): 17-64.

Braun, J.K., Van den Bussche, R.A., Morton, P.K. y Mares, M.A. 2005. Phylogenetic and biogeographic relationships of mouse opossums *Thylamys* (Didelphimorphia, Didelphidae) in southern South America. Journal of Mammalogy 86: 147-159.

Camacho, M., Zurita, A. E., Miño-Boilini, A. R., Rodríguez-Bualó, S. M. y Canavidez, D. H. 2015. Geología y Paleontología de la cuenca del río Casira, Puna Norte Argentina. Ameghiniana 53 (1) Suplemento: 7-8.

Carlini, A. A., Tonni, E. P., Alonso, R. y ScillatoYané, G. J. 1999. Xenarthra (Mammalia) del Pleistoceno de Salta. 14° Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 374-376, Salta.

Carlini, A. A., Zurita, A. E., Gasparini, G. y Noriega, J. I. 2004. Los Mamíferos del Pleistoceno de la Mesopotamia argentina y su relación con los del Centro Norte de la Argentina, Paraguay y Sur de Brasil, y los del Sur de Brasil y Oeste de Uruguay: Paleobiogeografía y Paleoambientes. En: Aceñolaza, F.G. (Ed.), Temas de la Biodiversidad del Litoral fluvial argentino, INSUGEO, Miscelánea, 12: 83-90.

Carter-Stiglitz, B., Banerjee, S. K., Gourlan, A. y Oches, E. 2006. A multi-proxy study of Argentina loess: marine oxygen isotope stage 4 and 5 environmental record from pedogenic hematite. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 239: 45-62.

Chimento, N. R. y Agnolin, F. L. 2011. Mamíferos del Pleistoceno superior de Santiago del Estero (Argentina) y sus afinidades paleobiogeográficas. Papéis Avulsos de Zoologia 51 (6): 83-100.

Cione, A. L., Tonni, E. P. 2005. Bioestratigrafía basada en mamíferos del Cenozoico superior de la provincia de Buenos Aires, Argentina. En: Barrio, R. E. de, Etcheverry, R. O., Caballé, M. F. y Llambías, E. (Eds.), Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires: 183-200. Relatorio XVI Congreso Geológico Argentino, vol. 11, La Plata.

Collantes, M., Sayago, J. y Powell, J. E. 1993. Caracterización litoestratigráfica y paleoecológica de la Formación Tafí del Valle (Cuaternario Superior), provincia de Tucumán, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 2: 200-206, Buenos Aires.

Collantes, M. y Busnelli, J. 2014. El Cuaternario de la provincia de Tucumán. En: Moyano, S., Puchulu, M. E., Fernández, D. S, Vides, M. E., Nieva, S. y Aceñolaza, G. (Eds.), Geología de Tucumán: 157-169. Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de la Provincia de Tucumán, Tucumán.

International Commission on Stratigraphy, 2016. International Chronostratigraphic Chart. http://www.stratigraphy.org. Accedido el 16/11/2016.

Cuezzo, M. G. 1990. Gasterópodos pleistocénicos de la provincia de Tucumán. V Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Actas 1: 199-204, Tucumán.

Deraco, M. V., Scherer, C. S. y Powell, J. E. 2006. Sobre *Hemiauchenia paradoxa* del Pleistoceno del Río Dulce, Provincia de Santiago del Estero, Argentina. Paleontologia em Destaque, Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Paleontologia 57: 47-48.

Duarte, R. G. 1997. Gliptodontes del Pleistoceno tardío de Agua de las Palomas, Campo del Pucará, Catamarca, Argentina. Variaciones morfológicas del caparazón de *Glyptodon reticulatus* Owen, 1845. Ameghiniana 34 (3): 345-355.

Esteban, G. 1984. Un nuevo Mylodontidae (Edentata, Tardigrada) del Cuaternario del Noroeste argentino (Las Estancias, Catamarca). Tesis de Licenciatura Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, 62 pp. Tucumán.

Esteban, G. 1988. Nuevo Mylodontidae (Edentata, Tardigrada) del Cuaternario del Noroeste argentino (Las Estancias, Catamarca). Ameghiniana 25 (2): 115-122.

Esteban, G. 1993. A new genus of Mylodontinae from the Pleistocene of Northwestern Argentina (El Mollar, Tafí del Valle, Tucumán). Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 8: 29-37.

Esteban, G. 1996. Revisión de los Mylodontinae cuaternarios (Edentata-Tardigrada) de Argentina, Bolivia y Uruguay. Sistemática, filogenia, paleobiología, paleozoogeografía y paleoecología. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, 235 pp. Tucumán.

Esteban, G., Abdala, F. y Nasif, N. 1992. Nuevos restos de *Scelidotherium* (Edentata) de Rosario de La Frontera, provincia de Salta, Argentina. Consideraciones sistemáticas basadas en aspectos morfológicos del carpo. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología) 87 (1-4): 27-35.

Esteban, G., Sayago, J. M., Powell, J. E. y Collantes, M. 1988. Bioestratigrafía de los depósitos cuaternarios de "Tafí Viejo", Provincia de Tucumán. V Congreso Geológico Chileno. Actas 2: 121-136, Santiago.

Fernández, J. 1985. Reemplazo del caballo americano (Perissodactyla) por camélidos (Artiodactyla) en estratos del límite pleistocénico-holocénico de Barro Negro, Puna de Jujuy, Argentina. Implicancias paleoambientales, faunísticas y arqueológicas. Relaciones de la Sociedad Argentina de Antropología 16: 137-152.

Frenguelli, J. 1936. Investigaciones geológicas en la zona salteña del Valle de Santa María. Obra del Cincuentenario, Instituto del Museo de La Plata 2: 215-572.

Gallardo, E. F; Aguilera, N. G.; Davies, D. A. y Alonso, R. N. 1996. Estratigrafía del Cuaternario del valle de Lerma, Provincia de Salta, Argentina. XII Congreso Geológico Boliviano. Memorias 2: 483-493, La Paz.

García Salemi, M. 1977. Aspectos geomorfológicos del Valle del Suncho y Campo del Pucará (provincia de Catamarca). Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, Suplemento 35: 198-225.

García-López, D. A., Ortiz, P. E., Madozzo Jaén, M. C. y Moyano, S. 2008. First record of *Arctotherium* (Ursidae, Tremarctinae) in northwestern Argentina: paleobiogeographic significance. Journal of Vertebrate Paleontology 28 (4): 1232-1237.

Gaudioso, P. J., Gasparini, G. M., Herbst, R. y Barquez, R. 2017. First record of the *Neolicaphrium recens* Frenguelli, 1921 (Mammalia, Litopterna) in the Pleistocene of Santiago del Estero Province, Argentina. Papéis Avulsos de Zoologia 57: 23-29.

Gonzáles Bonorino, F. 1950. Descripción geológica de la Hoja 13e, Villa Alberdi, provincia de Tucumán. Dirección Nacional de Minería 74, Buenos Aires, 78 pp.

González Bonorino, F. 1951. Descripción geológica de la Hoja 12e, Aconquija, Catamarca-Tucumán. Boletín de la Dirección Nacional de Minería 75, Buenos Aires, 50 pp.

González Villa, R. E. 2002. El Subgrupo Jujuy (Neógeno) entre los 24°-26° LS y 64°-66° LO, tramo centro-austral de la cadena subandina argentina, provincias de Salta y Jujuy. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 136 pp. Salta.

Gramajo, A. J. 1992. La fauna del Cuaternario y sus yacimientos en la Llanura Santiagueña. Museo de Ciencias Antropológicas y Naturales "Emilio y Duncan Wagner", Serie Estudio 4: 75-93.

Hain, M. P., Strecker, M. R., Bookhagen, B., Alonso, R., Pingel, H. y Schmitt, A. K. 2011. Neogene to Quaternary broken foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25°S). Tectonics 30 (2): 1-27.

Iriondo, M. H. 2010. Geología del Cuaternario en Argentina. Editorial Moglia, Corrientes, 437 pp.

Kemp, R. A., Toms, P. S., Sayago, J. M., Derbyshire, E., King, M. y Wagoner, L. 2003. Micromorphology and OSL dating of the basal part of the loess-paleosol sequence at La Mesada in Tucuman province, Northwest Argentina. Quaternary International 106-107: 111-117.

Kemp, R. A., King, M., Toms, P. S., Derbyshire, E., Sayago, J. M. y Collantes, M. 2004. Pedosedimentary development of part of a Late Quaternary loess-palaeosol sequence in northwest Argentina. Journal of Quaternary Science 19: 567-576.

Malamud, B. D., Jordan, T. E., Alonso, R. N., Gallardo,R. E., González, R. E. y Kelley, S. A. 1995. Four new Quaternary ash and tuff ages, Lerma valley, NW Argentina. American Geophysical Union Spring Meeting. Abstracts 1: S289, Baltimore.

Malamud, B. D., Jordan, T. E., Alonso, R. N., Gallardo, R. E., González, R. E. y Kelley, S. A. 1996. Pleistocene Lake Lerma, Salta Province,NW Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 4: 103-114, Buenos Aires.

Nasif, N. y Esteban, G. 1998. *Chaetophractus vellerosus*, su registro desde el Pleistoceno tardío-Holoceno del NOA. Relación con asentamientos humanos prehispánicos. Acta Geológica Lilloana 18 (1): 172.

Niepagen, C. B. 1981. Contribución al conocimiento geológico del sector septentrional del Campo del Pucará (departamento Andalgalá, provincia de Catamarca). Tesis de Licenciatura Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, 114 pp. Tucumán.

Ortiz, P. E. 2003. Fossil record and distribution of *Cavia tschudii* (Caviidae, Rodentia) in Argentina. Mammalia 67 (4): 607-611.

Ortiz, P. E. y Jayat, J. P. 2007. Roedores sigmodontinos (Mammalia: Rodentia: Cricetidae) del límite Pleistoceno-Holoceno en el valle de Tafí (Tucumán, Argentina): taxonomía, tafonomía y significación paleoambiental. Ameghiniana 44 (4): 641-660.

Ortiz P. E. y Jayat, J. P. 2012. The Quaternary record of *Reithrodon auritus* (Rodentia: Cricetidae) in northwestern Argentina and its paleoenvironmental meaning. Mammalia, 76 (4): 455-460.

Ortiz, P. E. y Jayat, J. P. 2013. Primer registro fósil para dos especies de sigmodontinos (Rodentia, Cricetidae) endémicas del extremo sur de las Yungas de Argentina. Ameghiniana 50 (6): 598-604.

Ortiz, P. E. y Pardiñas, U. F. J. 2001. Sigmodontinos (Mammalia, Rodentia) del Pleistoceno tardío del Valle de Tafí (Tucumán, Argentina): taxonomía, tafonomía y reconstrucción paleoambiental. Ameghiniana 38 (1): 3-26.

Ortiz, P. E., Jayat, J. P. y Pardiñas, U. F. J. 2011a. Fossil sigmodontine rodents of Northwestern Argentina: taxonomy and paleoenvironmental meaning. En: Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. (eds.), Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina: 301-316. SCS Publisher, Salta.

Ortiz, P. E., Jayat J. P. y Pardiñas, U. F. J. 2011b. Roedores y marsupiales en torno al límite Pleistoceno-Holoceno en Catamarca, Argentina: extinciones y evolución ambiental. Ameghiniana 48 (3): 336-357.

Ortiz, P. E., Pardiñas, U. F. J. y Steppan, S. 2000. A new fossil phyllotine (Rodentia: Muridae) from northwestern Argentina and the relationships of *Reithrodon* group. Journal of Mammalogy 81 (1): 37-51.

Pardiñas U. F. J., D´Elía, G. y Ortiz, P. E. 2002. Sigmodontinos fósiles (Rodentia, Muroidea, Sigmodontinae) de América del Sur: estado actual de su conocimiento y prospectiva. Mastozoología Neotropical 9 (2): 209-252.

Patterson, B. 1936. *Caiman latirostris* from the Pleistocene of Argentina, and a summary of South American Cenozoic Crocodilia. Herpetologica 1: 43-54.

Patton, J. L., Pardiñas, U. F. J. y D'Elía, G. 2015. Mammals of South America, Volume 2 - Rodents. The University of Chicago Press, Chicago, 1336 pp.

Pesquin, P. B. y Cerdeño, E. 2010. Los mamíferos pleistocenos de Santiago del Estero. Ameghiniana 47 (4): 17R-18R.

Powell, J. E. y Mulé, P. 1996. Un mastodonte en la Formación Tafí del Valle (Pleistoceno superior) de la provincia de Tucumán, Argentina. Ameghiniana 33 (4): 470.

Powell, J. E. y Ortiz, P. E. 2014. Los vertebrados fósiles de la provincia de Tucumán. En: Moyano, S., Puchulu, M. E., Fernández, D. S, Vides, M. E., Nieva, S. y Aceñolaza, G. (Eds.), Geología de Tucumán: 208-227. Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de la Provincia de Tucumán, Tucumán.

Powell, J. E., Rufino, S. y Mulé, P. 1994. "Hippidiformes (Pleistoceno Superior) del Valle de Tafí (provincia de Tucumán). Consideraciones paleoambientales y tafonómicas. Ameghiniana 30 (3): 335.

Prado, J. L. y Alberdi, M. T. 2010. Quaternary mammalian faunas of the Pampean Region. Quaternary International 212: 176-186.

Reguero, M. A. y Candela, A. M. 2008. Bioestratigrafía de las secuencias neógenas tardías de la Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy. Implicancias paleoambientales y paleobiogeográficas. En: Coira, B. y Zappettini, E.O. (Eds.), Geología y recursos naturales de la provincia de Jujuy: 286-296. XVII Congreso Geológico Argentino, Relatorio, Buenos Aires.

Reguero, M. A, Candela, A. M. y Alonso, R. N. 2007. Biochronology and biostratigraphy of the Uquía Formation (Pliocene-early Pleistocene, NW Argentina) and its significance in the Great American Biotic Interchange. Journal of South American Earth Sciences 23: 1-16.

Rufino, S. y Mulé, P. 1994. Un Megatheriinae (Mammalia-Edentata) en un valle de altura en la provincia de Tucumán, Argentina. Acta Geológica Leopoldensia 39: 415-427.

Rusconi, C. 1967. Animales extinguidos de Mendoza y de la Argentina. Publicación Oficial del Gobierno de Mendoza, Mendoza, 489 pp.

Russo, A., Ferello, R. y Chebli, G. 1979. Llanura Chaco Pampeana. II Simposio de Geología Regional Argentina. Actas 1: 139-183, Córdoba.

Salfity J. A. y Monaldi, C. R. 2006. Hoja Geológica 2566-IV Metán, Escala 1:250.000, Provincia de Salta. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 319, 74pp.

Sampietro Vattuone, M. M., Peña Monné, J. L., Báez, W., Ortiz, P. E. y Aguirre, M. G. 2016a. Unidades morfosedimentarias holocenas en la quebrada de La Angostura (Valle de Tafí, Noroeste Argentino). En: Sampietro Vattuone, M. M. y Peña Monné, J. L. (Eds.), Geoarqueología de los Valles Calchaquíes: 3-22. Laboratorio de Geoarqueología, Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán.

Sampietro Vattuone, M. M. y Peña Monné, J. L. 2016b. Geomorphological dynamic changes during the Holocene through ephemeral stream analyses from Northwest Argentina. Catena 247: 663-677.

Sánchez-Chillón, B., Prado, J. L. y Alberdi, M. T. 2004. Feeding ecology, dispersal, and extinction of South American Pleistocene gomphotheres (Gomphotheriidae, Proboscidea). Paleobiology 30: 146-161.

Sayago, J. M., Powell, J. E., Collantes, M. M. y Neder L. V. 1998. Cuaternario. En: Gianfrancisco, M., Puchulu, M. E., Durango de Cabrera, J. y Aceñolaza, F. G. (Eds.), Geología de Tucumán: 111-128. Publicación Especial del Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán, Tucumán.

Sayago, J. M., Zinck, J. A., Collantes, M. M. y Toledo, M. 2005. Environmental changes in the pre-Andean valleys and Chaco Plain (Northwest Argentina)

during the Late Pleistocene and Holocene. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie 236: 245-265.

Schellenberger, A. y Veit, H. 2006. Pedostratigraphy and pedological and geochemical characterization of Las Carreras loess-paleosol sequence, Valle de Tafí, NW-Argentina. Quaternary Science Reviews 25: 811-831.

Schellenberger, A., Heller, F. y Veit, H. 2003. Magnetostratigraphy and magnetic suceptibility of the Las Carreras loess-paleosol sequence in Valle de Tafí, Tucumán, NW-Argentina. Quaternary International 106-107: 159-167.

Tammone, M., Hajduk, A., Arias, P., Teta, P., Lacey, E. A. y Pardiñas, U. F. J. 2014. Last glacial maximum environments in northwestern Patagonia revealed by fossil small mammals. Quaternary Research 82: 198-208.

Tonni, E. P. 2009. Los mamíferos del Cuaternario de la Región Pampeana de Buenos Aires, Argentina. En: Ribeiro, A. M., Girardia Bauermann, S. y Saldanha Scherer, C. (Eds.), Quaternário do Río Grande do Sul: integrando conhecimentos: 193-205. Monografías de la Sociedade Brasileira de Paleontologia, Rio de Janeiro.

Tonni, E. P. y Scillato-Yané, G. J. 1997. Una nueva localidad con mamíferos pleistocenos en el norte de Argentina. Aspectos paleozoogeográficos. VI Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário e Reunião sobre o Quaternário da América do Sul. Anais 6: 345-348, Curitiba.

Tonni, E. P., Nabel, P., Cione, A. L., Etchichury, M., Tofalo, R., Scillato-Yané, G. J., San Cristóbal, J., Carlini, A. y Vargas, D. 1999. The Ensenada and Buenos Aires formations (Pleistocene) in a quarry near La Plata, Argentina. Journal of South America Earth Sciences 12: 273-291.

Torres Carro, V. 2016. El registro fósil de Camelidae (Mammalia, Cetartiodactyla) en La provincia de Tucumán: aspectos taxonómicos y paleobiogeográficos. Tesis de Licenciatura Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, 97 pp. Tucumán.

Vergel, M. 1981. Contribución al conocimiento geológico del sector austral del Valle del Suncho, provincia de Catamarca. Tesis de Licenciatura Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, 120 pp. Tucumán.

Zacarías, G. G., Miño-Boilini, A. R., Zurita, A. E. y Francia, A. 2012. Campamento Vespucio, una nueva localidad con mamíferos pleistocenos en la provincia de Salta, Argentina. Estudios Geológicos 68 (2): 277-285.

Zinck, J. A. y Sayago, J. M. 1999. Loess-paleosol sequence of La Mesada in Tucumán Province, north west Argentina. Characterization and paleoenvironmental interpretation. Journal of South American Earth Sciences 5: 1-18.

Zinck, J. A. y Sayago, J. M. 2001. Climatic periodicity during the late Pleistocene from a loess-paleosol sequence in northwest Argentina. Quaternary International 78: 11-16.

Zurita, A. E., Scillato-Yané, G. J., Carlini, A. A. y Alonso, R. 2002. *Sclerocalyptus evidens* Ameghino 1889 (Mammalia, Xenarthra, Glyptodontidae) en el Pleistoceno de Salta, Argentina. VIII Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Actas: 58, Corrientes.

Zurita, A. E., Miño-Boilini, A. R., Carlini, A. A., Iriondo, M. y Alcaraz, M. A. 2009. Paleontología del Chaco Oriental. Una nueva localidad con mamíferos fósiles pleistocenos en el río Bermejo (Formosa, Argentina). Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 26 (2): 277-288.

El Pleistoceno de la provincia de Buenos Aires y sus mamíferos

Esteban SOIBELZON[1,2], Leopoldo H. SOIBELZON[1,2], Germán Mariano GASPARINI[2,3] y Eduardo P. TONNI[1]

[1] División Paleontología Vertebrados, Museo de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque s/n, (1900) La Plata, Argentina.
[2] CONICET.
[3] División Paleontología Vertebrados, Unidades de Investigación Anexo Museo de La Plata, CONICET, Universidad Nacional de La Plata, 122 y 60, (1900) La Plata, Argentina.

Correos:
E. Soibelzon: esoibelzon@fcnym.unlp.edu.ar
L.H. Soibelzon: lsoibelzon@fcnym.unlp.edu.ar
G. M. Gasparini: germanmgasparini@gmail.com
E. P. Tonni: eptonni@fcnym.unlp.edu.ar

RESUMEN

Palabras clave:
Bioestratigrafía
Biozonas
Cuaternario
Edades mamífero
Megafauna
Región Pampeana

En el actual territorio de la provincia de Buenos Aires se encuentran secuencias sedimentarias con abundante contenido fósil, que constituyen la base de la escala cronológica sudamericana para el Neógeno y Cuaternario. Desde la segunda mitad del siglo XIX y especialmente a partir del aporte de Florentino Ameghino, comenzó a desarrollarse un esquema estratigráfico con base en el contenido paleontológico. Los sedimentos portadores fueron denominados de diferentes maneras: "*pampean formation*", "*limo pampa*", "*terreno pampa*", o "*formación pampeana*", entre otras. Es Ameghino quien divide y denomina "pisos" u "horizontes" pampeanos (ej. "piso pampeano lacustre o lujanense", "piso pampeano medio o belgranense"). Estos nombres posteriormente se utilizaron como base de las secuencias de "Edades Mamífero" y, más recientemente y de acuerdo al Código Argentino de Estratigrafía, para designar Pisos/Edades. Así, el Pleistoceno incluye el Subpiso Sanandresense (del Piso Marplatense) y los Pisos Ensenadense, Bonaerense y Lujanense, portadores de una mastofauna que caracteriza y define a las biozonas que los sustentan (*Ctenomys chapalmalensis*, *Mesotherium cristatum*, *Megatherium americanum*, *Equus (Amerhippus) neogaeus*). A través de este esquema, se pueden establecer adecuadas relaciones de superposición, de primeros y últimos registros, así como de abundancia de fósiles y establecer cronologías acertadas para procesos tales como el Gran Intercambio Biótico Americano. Asimismo, se registran numerosos eventos glaciales e interglaciales que provocaron desplazamientos de la fauna. Varios de los

perfiles tipo o localidades clásicas estudiadas durante más de 150 años han desaparecido (como "toscas del Río de La Plata", Punta Hermengo o el puerto de La Plata en Ensenada) en virtud de la actividad humana.

ABSTRACT

Keywords:
Biostratigraphy
Biozones
Cuaternary
Mammals ages
Megafauna
Pampean Region

"The Pleistocene of the Buenos Aires Province and their mammals". Buenos Aires province contains sedimentary sequences with abundant fossil records, which constitute the basis of the chronological scale of South America for the Neogene and Quaternary. Since the second half of the nineteenth century and especially from the contribution of Florentino Ameghino, a stratigraphic scheme began to be developed based on the paleontological content. The outcropping sediments were named in different ways e.g. "*Pampean formation*", "*limo pampa*", "*terra pampa*", or "*pampean formation*", among others. Ameghino divided and named them as "stages" or "horizon" (e.g. "piso pampeano lacustre o lujanense", "piso pampeano medio o belgranense"). These names were subsequently used for sequences of "Land Mammals Ages"; more recently and according to the Argentine Code of Stratigraphy, were used to designate Stages/Ages. Thus, the Pleistocene includes the Sanandresian Substage (from Marplatan Stage) and the Ensenadan, Bonaerian and Lujanian Stages, containing mammals that characterizes and defines the biozones that support them (*Ctenomys chapalmalensis*, *Mesotherium cristatum*, *Megatherium americanum*, *Equus (Amerhippus) neogaeus*). Through this scheme, suitable relationships of superposition, first and last records, as well as abundance of fossils can be recognized. Besides that, certain chronologies can be established for processes such as the Great American Biotic Interchange. Also, numerous glacial and interglacial events that caused displacement of fauna are registered. Several type profiles or classic paleontological localities studied during more than 150 years have disappeared (e.g. "toscas del Río de La Plata", Punta Hermengo or the harbor of La Plata in Ensenada) as a result of human activity.

INTRODUCCIÓN

Los sedimentos superficiales que cubren la mayor parte de la región pampeana fueron originalmente denominados "*terrains pampéenes*" y "*argile pampéenes*" (D'Orbigny, 1842), "*pampean formation*" (Darwin, 1845) y "*limo pampa*", "*terreno pampa*" o "*Formación pampa*" (Bravard, 1857). Este último término es el que más perduró en el tiempo y de él derivan otros tales como "Formación Pampiano" o "sedimentos pampeanos", de uso corriente en la literatura geológica y estratigráfica desde fines del siglo XIX (véase Tonni, 2011).

La primera descripción mineralógica de este conjunto sedimentario fue realizada por Bravard (1857), quien reconoció una génesis fundamentalmente eólica para

los depósitos, contrariamente a lo sustentado por d'Orbigny y Darwin (ver Tonni y Pasquali, 2006; Tonni *et al*., 2008) y puso énfasis en el aporte volcaniclástico. Bravard (1858) utilizó a los vertebrados fósiles, especialmente los mamíferos, para fines de correlación estratigráfica (Tonni, 2011); algunos taxones nominados aunque no descriptos por Bravard, siguieron siendo reconocidos como de valor estratigráfico por autores posteriores (Tonni *et al*., 2008). Tal es el caso de "*Typotherium*", nombre dado por Bravard (1857: 10) a un ungulado nativo extinto muy abundante en las "toscas del Río de La Plata" (figura 1) entonces aflorantes en amplios sectores de la costa de la incipiente ciudad de Buenos Aires. "*Typotherium*" fue descrito y nominado formalmente por Serrés (1867) como *Mesotherium* (figura 2), y como se verá, Doering (1882) lo utilizó como fósil característico del "piso pampeano inferior", criterio que compartieron Roth (1888) y Ameghino (1889).

Church (1898) realizó un descripción de los sedimentos del "valle del Plata" e introdujo en la bibliografía el término de "tosca" al señalar que "*a vast area of the Plata valley is covered* [...] *by a bed of reddish-yellow, semi- plastic, argillaceous earth, varying in colour, hardness, and constituent parts. It is mixed with a little sand, and has traces of titanic iron and olivine* [...] *This rock is found over immense areas of the country, and is at times apparently stratified* [...] *the country people have given it the name of* tosca [...] *whether it be the bed itself or the calcareous nodules contained in the clay*" (1898: 395).



Figura 1. Daguerrotipo tomado en el año 1853 sobre la ribera porteña a la altura del Fuerte (actual casa de gobierno) mirando hacia el sur. Pueden observarse las "toscas del Río de La Plata" (más detalles sobre este yacimiento en Soibelzon *et al*., 2008a).

Ameghino (1881) indicó que los sedimentos pampeanos contienen abundantes restos de mamíferos fósiles, con su mayor desarrollo y profundidad en la provincia de Buenos Aires entre las sierras de Tandil y el Río de La Plata. Les adjudicó un espesor de 15 a 20 m aunque luego indicó que tendrían de 40 a 100 m de espesor (Ameghino, 1889) y "*su color es generalmente rojo-oscuro, a veces pardo o amarillento* [...] *Su composición es en todas partes la misma; una mezcla de arcilla y arena* [...] *y conteniendo generalmente una infinidad de concreciones calcáreas* [...]" (1889: 27).

Ameghino (1881: Lam. XVIII) presentó un corte "ideal" del "*terreno pampeano*" mostrando la disposición de las capas del "pampeano inferior" y "superior". Respecto a las ondulaciones de la región pampeana, indicó que "*éstas no existían cuando concluyeron de depositarse los terrenos pampeanos* [...] [sino que] *tienen por origen la denudación de las aguas* [...] *Cuando las aguas pluviales ya habían cavado todas las depresiones actuales de la llanura argentina,* [...] *aún vivirían los Gliptodontes, los Toxodontes, los Milodontes, etc.*" (1881: 134-135).

Entre las interpretaciones más modernas sobre las mencionadas ondulaciones, González Bonorino (1965: Fig. 3) propuso que se produjeron postdepósito, posiblemente, debido a fenómenos tectónicos recientes, al tiempo que atribuye a la "Formación Pampeana" un espesor no superior a los 40 m. Zárate y Rabassa (2005) por su parte, las refirieron a expresiones superficiales del subsuelo y de su historia geológica, en parte enmascaradas por procesos que tuvieron lugar durante el Pleistoceno tardío (por ej., reactivación de redes de drenaje, elaboración de valles).

Génesis de los sedimentos pampeanos

Respecto a la génesis de los sedimentos pampeanos, se han planteado diferentes propuestas, en algunos casos coincidentes. Hay consenso general en que los vientos cordilleranos cumplieron un papel preponderante, depositando sus materiales sobre la depresión pampeana. Sin embargo, Ameghino (1881) consideró que esta no fue la causa principal de su formación, sino que gran parte proviene, tanto de la denudación efectuada por las aguas pluviales (que arrastraron materiales desde las montañas a los valles) como de las fuerzas subterráneas. Además sostuvo que la "formación pampeana" se habría depositado durante un interglacial, ya que no encuentra vestigios de acción glacial.

Frenguelli (1950) elaboró el primer ensayo de correlación entre los depósitos sedimentarios de la región pampeana con los eventos climáticos globales. Así, los diferenció en dos grupos principales: loess y limos (Frenguelli 1955). Denominó loess a los depósitos eólicos y limos a los subácueos; según su concepto representan, respectivamente, una sucesión rítmica de fases secas y húmedas, que responden a los ciclos glaciales e interglaciales del Pleistoceno. Sostuvo que "el loess pampeano… representa una acumulación exótica de elementos pelíticos derivados de un intenso y prolongado proceso alterativo de rocas muy variadas" (Frenguelli, 1955: 9) y señaló que tanto el loess europeo como el de China se formaron durante fases glaciales. González Bonorino (1965) propuso que los sedimentos pampeanos provienen, en su mayoría, de zonas periféricas de La Pampa, de la denudación de

formaciones terciarias (vulcanitas norpatagónicas, basaltos terciarios patagónicos y basamento cristalino de las sierras pampeanas) y de la actividad pleistocénica de volcanes cordilleranos. Trabajos más recientes, indican que existen varias zonas de aporte de loess (además de las clásicas) situadas al norte y oeste de la planicie chaco-pampeana y que involucran diferentes etapas (ver Zárate, 2003: Fig. 5 y la bibliografía allí citada), donde el transporte fluvial fue más importante que el eólico. Otros autores sostienen que el loess pampeano corresponde a sedimentos eólicos, ricos en magnetita y titanomagnetita, transportados por vientos fuertes procedentes de la Cordillera Patagónica durante periodos glaciales (Bidegain *et al*., 2007). Estos trabajos, que incluyen estudios de susceptibilidad magnética, señalan que el modelo de depósito del loess en Argentina es intermedio entre el de China (*pedogenesis model*) y el de Siberia (*wind vigourous model*) (ver Bidegain *et al*., 2001, 2007; Bidegain y Rico, 2004). Por último, Rabassa *et al*. (2005) adjudican el depósito del loess pampeano a la actividad eólica generada por las condiciones climáticas glaciales, las cuales influenciaron los centros anticiclónicos marinos (tanto en el Pacífico como en el Atlántico), desplazándolos hacia el Norte (ver Rabassa *et al*., 2005: Fig. 10).

Florentino Ameghino y la "formación pampeana"

Ameghino (1881) realizó un primer ensayo de clasificación estratigráfica de la "formación pampeana". Teniendo en cuenta las dificultades para establecer una clasificación estratigráfica basada en la litología (debido a la similitud tanto de color como de grano), propuso una subdivisión de la "formación pampeana" en tres unidades caracterizadas por sus fósiles: "pampeano inferior", "pampeano superior" y "pampeano lacustre". A estas unidades las designó indistintamente como "terrenos" (por ej. "terreno pampeano inferior") u "horizontes" (por ej.: "horizonte pampeano inferior"), destacando en cada una de ellas no sólo el contenido paleontológico de mamíferos sino también al taxón muy abundante en una unidad o "muy raro" y "rarísimo" en otra. Esta subdivisión incluye también a los "terrenos post pampeanos" en los que reconoció otras tres unidades: "post pampeano lacustre", "aluviones modernos" y "contemporáneo", esta última caracterizada por la presencia de fauna introducida por los europeos.

Casi en simultáneo con el primer esquema ameghiniano, Doering (1882) agrupó los depósitos sedimentarios superficiales en 7 "formaciones" y 14 "pisos" u "horizontes geológicos". De este conjunto, a la región pampeana le corresponden 5 "formaciones" subdivididas en 7 "pisos", sobre la base de fósiles característicos. En su esquema estratigráfico la "formación araucana" incluye al "piso puelche o sub-pampeano", sin caracterización faunística. La "formación pampeana" incluye al "piso pampeano inferior" caracterizado por "*Typotherium*" (figura 2), al "piso eolítico" con "*Equus*" y al "piso pampeano lacustre", con "*Paludestrina ameghini*". Dentro de este esquema, la "formación querandina" incluye a los "pisos" querandino" y "platense", y la "formación ariana" sólo al "piso ariano" (caracterizada por la presencia de fauna exótica como *Equus caballus*).



Figura 2. Vista lateral del ejemplar Tipo de *Mesotherium cristatum* depositado en la colección del Museo Nacional de Historia Natural (MNHN) de Paris, Francia. Escala: 5cm.

Esta clasificación fue la base que utilizó luego Ameghino (1889), y en la que introdujo nuevas denominaciones. La "formación araucana" incluye al "piso hermósico" subyacente al "piso pehuelche" ("puelche" de Doering); el "piso pampeano inferior" de Doering" es el "piso" ("horizonte") "ensenadense", caracterizado por la fauna procedente de los sedimentos dejados al descubierto durante las excavaciones para la construcción del puerto de La Plata en "la Ensenada". Ameghino (1889) denominó "piso pampeano superior o bonaerense" probablemente al "piso eolítico" de Doering y "piso pampeano lacustre o lujanense" al equivalente del esquema de Doering. Introdujo una nueva unidad entre el "ensenadense" y el "bonaerense" que denominó "piso pampeano medio o belgranense" (Ameghino, 1889:31-32), al que describió como un conjunto de sedimentos marinos que se extiende a lo largo de la costa del Río de La Plata hasta el río Paraná y que se correlaciona hacia el interior con un "belgranense" continental.

Tonni (2011) señaló que Ameghino mantuvo en su esquema estratigráfico los "pisos" "querandino", "platense" y "ariano" de Doering, e introdujo entre estos dos últimos al "piso aymará". El "piso querandino" incluye sedimentos marinos que afloran desde San Nicolás (norte de la provincia de Buenos Aires) hasta Bahía San Blas (norte de la Patagonia); mientras que el "platense" corresponde a depósitos lacustres –de amplia extensión areal en el ámbito pampeano, portadores de moluscos de agua dulce. Caracterizó al "piso aymará" por contener restos faunísticos correspondientes a los de la fauna indígena moderna, pero sin restos de fauna introducida.

En su último esquema estratigráfico, Ameghino (1908) agregó una nueva unidad a la "formación araucana", el "piso chapalmalense", que ubicó entre el "hermosense" ("hermósico" de Ameghino, 1889) y el "puelchense" ("pehuelche" de Ameghino, 1889). En cuanto a la "formación pampeana", la subdividió en "ensenadense basal", "ensenadense cuspidal", "bonaerense" y "lujanense" y reservó el nombre de "belgranense" únicamente para los sedimentos de origen marino intercalados entre el "ensenadense" y el "bonaerense". En esta publicación reiteró el uso de la fauna como

elemento fundamental para el reconocimiento de las unidades. Así señaló que "*la separación entre las dos formaciones* ["araucana" y "pampeana"] [...] *es una línea debajo de la cual se encuentra la fauna araucana e inmediatamente arriba la fauna pampeana* [...]" (Ameghino, 1908: 367-368).

En 1908, Ameghino sostiene: "*No me es posible continuar con el examen del terreno y la exposición de mis observaciones, sin aclarar ante todo lo que se refiere á la nomenclatura, de la cual se ha hecho un verdadero galimatías*" (Ameghino, 1908: 359). Se refiere en este caso al significado de su "pampeano inferior" y del "pampeano inferior" de Roth (1888). Reconoce que ambos están caracterizados por la presencia de "*Typotherium*" *cristatum*, pero discrepa con la interpretación de Roth que incluye en su "pampeano inferior" al "hermosense" de Ameghino.

Respecto de la cronología de la "formación pampeana", en general había consenso en referirla a la parte tardía del Neógeno, aproximadamente al lapso del Mioceno al Cuaternario, aunque Stappenbeck (1926), utilizando criterios diastróficos (discordancias, transgresiones, regresiones, etc), incluyó en su "formación pampeana" a los sedimentos depositados desde finales del Cretácico (véase Tonni y Pasquali, 2006).

La "formación pampeana" después de Ameghino

En un trabajo póstumo, Lucas Kraglievich (1934) llevó adelante un ensayo de correlación estrictamente faunístico, reconociendo "faunas" y "fáunulas" (por ej.: "fauna ensenadense", "fáunula irenense") que agrupó en "formaciones", separadas por las fases y subfases de la tectónica andina propuestas por Groeber (1927).

A mediados del siglo XX, Frenguelli dio a conocer su última propuesta de clasificación. En los cuadros que sintetizan su esquema (por ej., Frenguelli, 1950; ver figura 3), los nombres propuestos por Ameghino son agrupados en "Series" ("Pampiano", "Postpampiano") y "Pisos" (desde "Chapalmalense" a "Aimarense") como si fuesen categorías de la clasificación cronoestratigráfica, que como se verá había sido propuesta por Schenk y Müller (1941). Justamente, utiliza la desinencia "iano" porque "[...] en nomenclatura estratigráfica, se aplica a todas las voces, sustantivos y adjetivos, que se refieren a una *serie geológica*" (Frenguelli, 1957, p. 36). Sin embargo, en ningún momento Frenguelli (1950, 1957) aclara que esas sean categorías formales de alguna clasificación.

Los tres "pisos Pampianos" de Frenguelli (1950) son el "Chapalmalense", (actualmente Chapadmalalense), el Ensenadense y el Bonaerense. Los "pisos Post-pampianos " son el Lujanense, el Platense, el Querandinense ("estuárico"), el Cordobense y el Aimarense. Desde el punto de vista cronológico, los tres "Pampianos" son referidos al Pleistoceno, y los cinco "Post-pampianos", al Holoceno (Frenguelli 1950, 1957) (figura 3). Los únicos cambios cronológicos significativos a este esquema son la inclusión del "Chapalmalense" en el Plioceno y del Lujanense en el Pleistoceno tardío (Tonni, 2009).

Casi contemporáneamente, Jorge Lucas Kraglievich (1952, véase también 1953 y 1959) estableció un esquema estratigráfico para el sudeste de la provincia de Buenos Aires, utilizando la nomenclatura de Ameghino (1908), pero con otra connota-

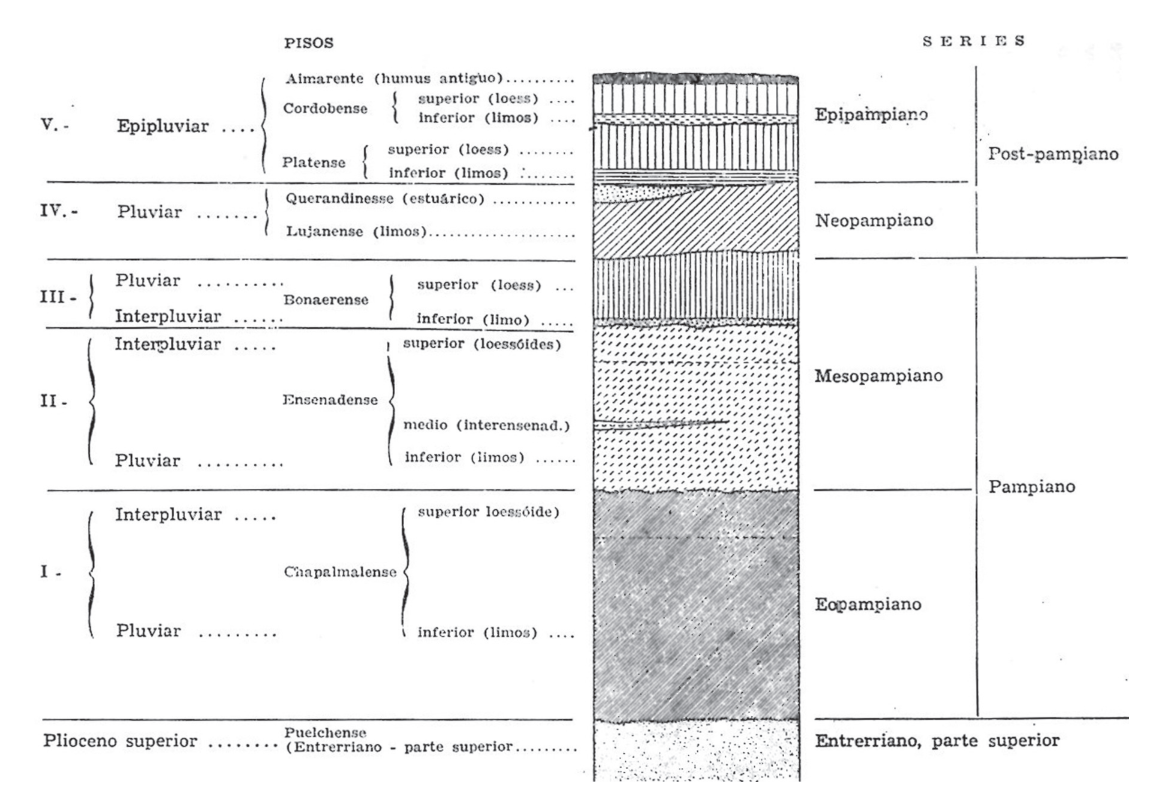


Figura 3. Esquema de Frenguelli (1950).

ción y donde las distintas unidades (a que denomina Formaciones) son reconocidas sobre la base de observaciones litológicas macroscópicas.

Pascual *et al.* (1965), dieron a conocer un esquema para el Cenozoico de la Argentina basado en el concepto de "Edades mamífero". El sustento de esta propuesta se encuentra en la frase de Pascual *et al.* (1965: 168-169): "[...] en nuestro Cenozoico mamalífero no se han reconocido substancialmente Pisos. Por consecuencia las Edades reconocidas no cumplen con las exigencias mencionadas [las del código estadounidense de estratigrafía, entre otras] de manera que debemos admitir que nuestras 'Edades' son Edades-mamífero". Más adelante se refuerza al decir "[...] en la práctica sabemos que tales o cuales estratos, referidos correcta o incorrectamente a una Formación determinada, contienen restos de mamíferos que por su estado evolutivo, por la presencia entre ellos de tipos de procedencia geográfica o cronológica conocida o inferida, pueden ser asignados a algunas de las Edades que hemos reconocido" (Pascual *et al.*, 1965: 171-172).

La clasificación de Pascual *et al.* (1965) incluye para el Pleistoceno las "Edades mamífero" Uquiense, Ensenadense y Lujanense. Para cada "Edad mamífero", estos autores dieron una lista de fósiles guías y característicos y las refirieron a unidades litoestratigráficas (ver comentarios en apartado siguiente).

González Bonorino (1965) utilizó la denominación "Formación Pampeano" y "Pospampeano" para los sedimentos ubicados por encima del "puelchense". Al "Pampeano" lo dividió en superior, medio e inferior (aproximadamente correspondientes al "bonaerense", "ensenadense" y "preensenadense" de Ameghino), mientras que el "lujanense" quedó incluido en el "Pospampeano", siguiendo la propuesta

de Frenguelli (1950, 1955). Además señaló que en ningún perfil estudiado se halló evidencia de las ingresiones marinas “belgranense” e “interensenadense”.

Fidalgo *et al.* (1975) utilizaron la denominación “sedimentos pampeanos” para referirse a “*todos los sedimentos constituidos preferentemente por una fracción limo más abundante que las fracciones arena y arcilla subordinadas, distribuidos en la mayor parte del territorio de la provincia de Buenos Aires y cuya edad abarca desde el Plioceno más temprano* [actualmente Mioceno Tardío, aflorante exclusivamente en el sudoeste de la provincia; Cione y Tonni, 2005] [...] *hasta* [...] *el Pleistoceno más alto*” (Fidalgo *et al.*, 1975: 106). Las áreas donde se hallan estos sedimentos las dividen en “interserrana y pedemontana”, “meridional” y “central y norte”. Por ejemplo, en la cuenca del río Salado y Pampa Ondulada estos autores consideran que los “sedimentos pampeanos” se corresponden con los “pisos” ‘Ensenadense’ y ‘Bonaerense’ de Frenguelli (1957)”. Teniendo en cuenta la falta de designaciones formales para las unidades litoestratigráficas del área, Fidalgo (1983: 7) continuó utilizando la denominación de “sedimentos pampeanos”, dividiéndolos en “ [...] *un ‘Miembro Inferior’ que es el equivalente al ‘Ensenadense’ y un ‘Miembro Superior’ cuyo similar es el ‘Bonaerense’, para toda la región en estudio*”, como categorías de la clasificación litoestratigráfica.

Actualmente, las designaciones “Formación Pampeana” o “sedimentos pampeanos” en el ámbito bonaerense, hacen referencia principalmente a dos unidades litoestratigráficas, las Formaciones Ensenada y Buenos Aires, que en conjunto representan a todo el Pleistoceno y que fueron formalmente descritas y definidas por Riggi *et al*. (1986). Posteriormente, Tonni *et al*. (1999) propusieron un nuevo estratotipo para las mismas, dado que las secciones originales descritas no estaban disponibles para su examen (véase más adelante).

Por último, Cione y Tonni (1995) propusieron la sustitución de las “Edades mamífero”, por una clasificación cronoestratigráfica/geocronológica basada en la bioestratigrafía, de acuerdo con los códigos estratigráficos de varios países, incluido el de Argentina. Cione y Tonni (2005) y Cione *et al*. (2015) reconocieron cinco biozonas (Zonas de Asociación, o alternativamente Zonas de Intervalo) para el lapso entre el Pleistoceno y el Holoceno. Estas biozonas son las de *Ctenomys chapadmalensis*, *Mesotherium cristatum*, *Megatherium americanum*, *Equus* (*Amerhippus*) *neogaeus* y *Lagostomus maximus*. Constituyen la base bioestratigráfica que sustenta a los Pisos/Edades (y Subpisos/Subedades) Sanandresense, Ensenadense, Bonaerense, Lujanense y Platense, respectivamente. Considerando que la “International Commission on Stratigraphy” (2009) estableció la base del Cuaternario (y del Pleistoceno) en 2,588 Ma, el Subpiso Sanandresense del Piso Marplatense (basado en la Biozona de *Ctenomys chapadmalensis*) representa en la región pampeana a la base del Cuaternario (figura 4). Desde el punto de vista paleontológico esto es corroborado por la presencia en el Sanandresense de los primeros registros de mamíferos adaptados a condiciones frías y áridas o semiáridas (*Lestodelphys*, grandes tardígrados) que se verifican en el Cenozoico tardío de la región pampeana; estos registros podrían ser coevos con avances glaciales que en el sur de la Argentina (Rabassa *et al*., 2005) están vinculados con los MIS (Estadios o Pisos Isotópicos de Oxígeno) 82 a 78 (véase también Verzi y Quintana, 2005).

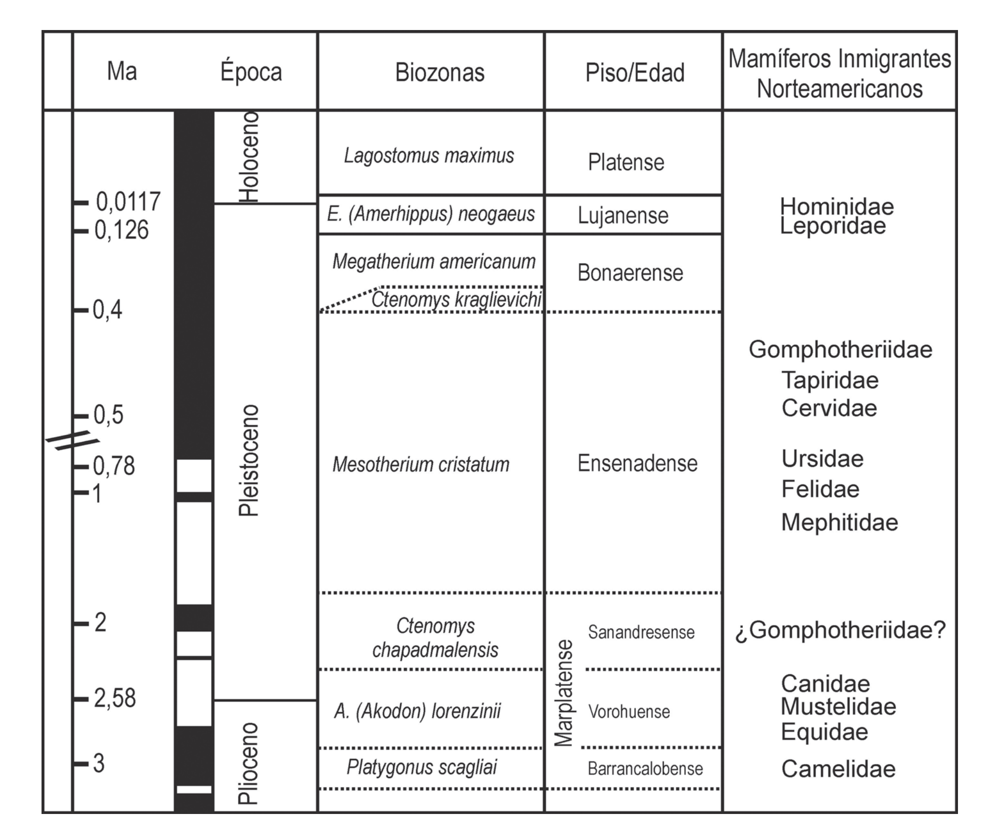


Figura 4. Cuadro cronoestratigráfico modificado de Cione *et al*. (2015) y Gasparini y Tonni (2016).

Usos estratigráficos: las "edades mamífero", la bioestratigrafía y la clasificación conoestratigráfica / geocronológica

Pese a que las denominaciones señaladas anteriormente cuentan con más de 150 años de uso, aún hoy persiste cierta confusión en las unidades de la clasificación estratigráfica, generada en gran parte por la utilización de los mismos nombres para designar unidades conceptualmente diferentes. Ameghino utilizó el término "formación" (u "horizonte") como una unidad definida a partir de su contenido fosilífero y de "piso" ("subformación") como subdivisión de esa "formación". De tal forma, ambos términos fueron definidos de manera algo similar a la moderna clasificación bioestratigráfica y difieren conceptualmente de los mismos términos utilizados en las modernas clasificaciones litoestratigráfica y cronoestratigráfica (ver más adelante).

Como se señaló, las "Edades mamífero" de Pascual *et al.* (1965) no son estrictamente unidades geocronológicas formales (basadas en Pisos).Teniendo en cuenta esta situación, a partir de 1990 comenzó a afianzarse, en principio para la región pampeana, un esquema cronológico con base bioestratigráfica, que utiliza la secuencia de nombres propuesta por Ameghino con escasas modificaciones, al menos para las unidades referidas al Cuaternario (ver Cione y Tonni, 1995; 1996; 1999). Cione y Tonni (1995) consideraron que las "Edades mamífero" son edades formales definidas de una manera menos precisa que las edades basadas en Pisos definidos en

secuencias marinas. Las "Edades mamífero" de América del Sur están en realidad basadas en Pisos pobremente definidos de acuerdo con los requerimientos actuales en geosistemática (Tonni, 2009; 2011). Al respecto resulta conveniente reiterar lo señalado por Simpson en una publicación casi olvidada, algunos de cuyos párrafos pertinentes fueron reproducidos por Tonni (2011): "Aun en los casos en que los mamíferos son usados para definir las edades, las rocas son referidas a pisos sobre la base de sus mamíferos fósiles; los taxa de las edades y de los pisos son geocronológicos y cronoestratigráficos, respectivamente [...]". Sigue señalando que: "Es asimismo cierto que algunos géneros confinados a una determinada edad [...] pueden cambiar su reconocida extensión temporal por ulteriores hallazgos. Decir entonces que no debiéramos definir edades y pisos en estos términos sería como decir que no debiéramos intentar la práctica de una ciencia estratigráfica" (Simpson, 1971: 289).

El nivel de abstracción se incrementa cuando se consideran las unidades bioestratigráficas, cronoestratigráficas y geocronológicas. Todas éstas no son entidades "reales", es decir, no son parte de la naturaleza. Sin embargo, las unidades bioestratigráficas tienen caracteres, como la distribución espacial de ciertos taxones, que pueden ser observados en el campo, aunque medie un cierto nivel de abstracción en su reconocimiento. Las unidades cronoestratigráficas están basadas en un carácter no observable (el tiempo de depósito) y es por ello que el reconocimiento de este carácter descansa en la distinción de otras unidades: biozonas, magnetozonas o en fechados obtenidos por métodos radiométricos. Por su parte, las unidades geocronológicas no son estratigráficas y constituyen abstracciones que representan un tiempo pasado.

En la actualidad hay opiniones favorables acerca de establecer una única escala cronológica, desechando la diferencia entre escalas cronoestratigráfica y geocronológica, utilizando la categoría Piso y rechazando la categoría Edad (por ej.: Odin *et al.*, 2004, véase Cione y Tonni, 2005).

Una consecuencia del desarrollo y uso de las "Edades-mamífero" en América del Sur fue la falta de interés en desarrollar esquemas bioestratigráficos. Precisamente, la ausencia de un esquema bioestratigráfico cuidadoso tuvo consecuencias en la comprensión de procesos fundamentales en la evolución de la fauna sudamericana a fines del Cenozoico. De tal forma, procesos tales como el Gran Intercambio Biótico Americano fueron incorrectamente interpretados en algunos aspectos, fundamentalmente aquéllos referidos a la supuesta interacción entre la fauna holártica y la autóctona (Cione *et al.*, 2015).

LAS UNIDADES PORTADORAS DE VERTEBRADOS DEL PLEISTOCENO DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Las unidades del Pleistoceno y Holoceno portadoras de vertebrados fósiles se encuentran fundamentalmente representadas en el noreste de la provincia de Buenos Aires, en los alrededores de la ciudad de Buenos Aires y en la costa atlántica. Sin embargo, en el área interserrana se han descripto varias unidades de esta antigüedad (eg. de los Reyes *et al.*, 2013) cuyo contenido paleontológico es escaso, de manera

que no permite correlaciones con las áreas precedentemente citadas (Rabassa, 1989; Gasparini *et al.*, 2012a, 2012b).

En la provincia de Buenos Aires, el Pleistoceno comienza con los depósitos correspondientes a la Formación San Andrés, unidad que en principio fue informalmente definida por Kraglievich (1952). Ameghino (1908) consideraba que su “ensenadense” estaba depositado directamente sobre el “chapalmalense”. Fue Risso Domínguez (1949) quien por primera vez determinó que entre el “chapalmalense” y el “ensenadense” se encontraban otras unidades a las que denominó “Piso Curalarense” a la inferior y “Piso Pequense” a la superior (Soibelzon *et al.*, 2007). Posteriormente, J. L. Kraglievich (1952, 1953, 1959) determinó que entre el “chapalmalense” y “ensenadense” se ubican tres unidades a las que denominó, desde la más antigua a la más moderna, Formación Barranca de los Lobos, Formación Vorohué y Formación San Andrés. Teruggi *et al.* (1974) describieron, caracterizaron y determinaron su perfil tipo en la localidad de Punta San Andrés, entre arroyo Lobería y Punta Vorohué (partido de General Pueyrredón). Si bien en esta localidad Kraglievich (1952) dividió la Formación San Andrés en cuatro niveles, aportes más recientes identifican sólo tres (Teruggi *et al.*, 1974; Verzi y Quintana, 2005; Soibelzon *et al.*, 2007). El primer nivel, descansa en discordancia sobre la Formación Vorohué de J. L. Kraglievich (1952), el segundo nivel presenta dos paleosuelos (PS1 y PS2, véase Teruggi *et al.*, 1974) claramente identificables (véase Teruggi *et al.*, 1974). El tercer nivel posee sectores con concreciones calcáreas en forma de *candelabro* de

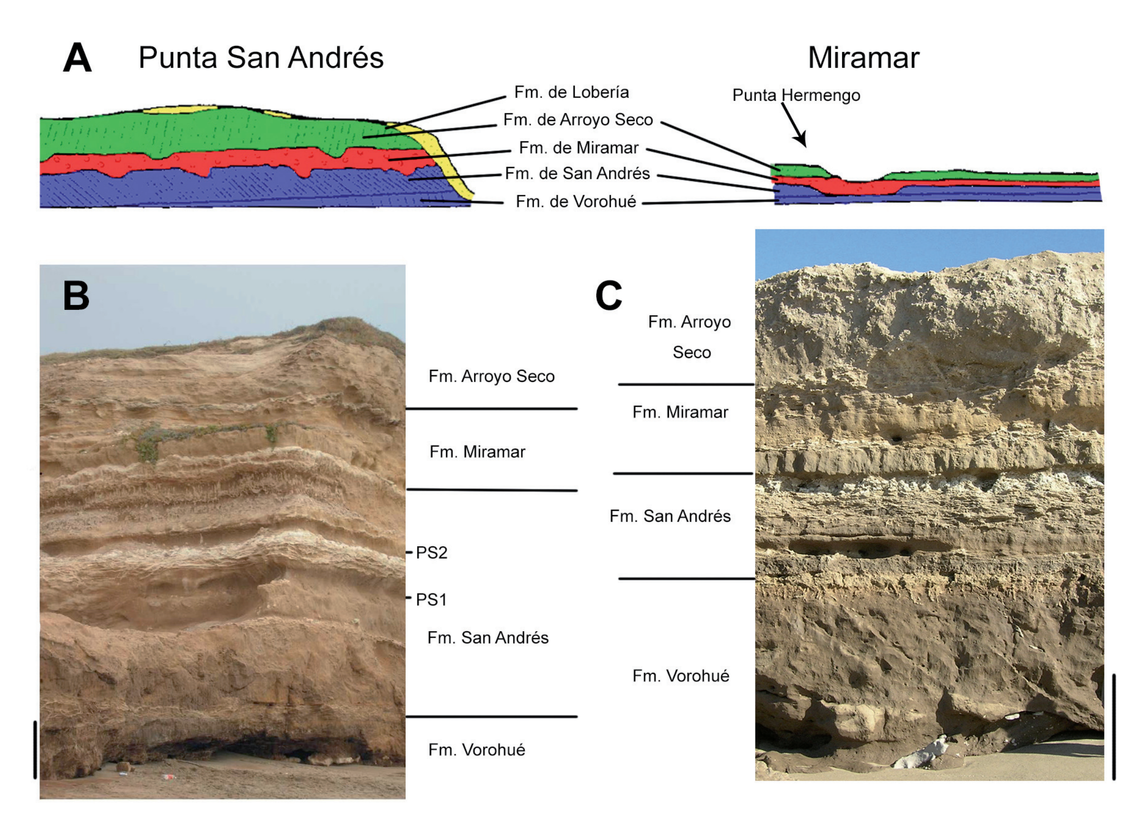


Figura 5. (A) Perfiles realizados por Kraglievich (1952). Unidades reconocidas por ese autor en los acantilados costeros aflorantes en Punta San Andrés (B) y en Punta Hermengo, Miramar (C) (previo a la ubicación de bloques de cuarcita; ver Cenizo *et al.*, 2011). Escala vertical: 1 m.

gran espesor y continuidad lateral y culmina su exposición en un manto calcáreo compacto (figura 5).

Zárate (1989) y posteriormente Beilinson (2009) propusieron un esquema de aloformaciones para la secuencia aflorante en los acantilados costeros del Sudeste de la provincia de Buenos Aires. Beilinson (2009) consideró siete facies de depósito y tres facies postdepósito, agrupadas en cuatro asociaciones. Con referencia a la antigüedad, Verzi y Quintana (2005) la refirieron al Matuyama temprano (C2), a la vez que el evento normal hallado en el tope de la Formación San Andrés lo atribuyeron al evento Reunión (2,15-2,14 Ma). Bidegain y Rico (2013) sobre la base de estudios magnetoestratigráficos señalaron que la parte principal de la Formación San Andrés se habría depositado durante Matuyama temprano, incluyendo el subcron Olduvai (1,78-2,02 Ma).

Kraglievich (1952) establece para Punta Hermengo un perfil similar al del área tipo de la Formación San Andrés. Es de destacar que esta similitud litoestratigráfica no se corresponde con el contenido faunístico ya que, en el perfil de Punta San Andrés, la Formación homónima contiene fauna sanandresense (Biozona de *Ctenomys chapadmalensis*, ver más abajo) y en Punta Hermengo contiene fauna ensenadense (Biozona de *Mesotherium cristatum*) (Soibelzon *et al*., 2009; 2010). Esto demuestra claramente la independencia del tiempo en la clasificación litoestratigráfica.

En el área de Mar del Plata - Miramar, la Formación Miramar (Kraglievich, 1952) suprayace discordantemente a la Formación San Andrés y contiene fauna ensenadense. En el resto de la provincia, el Pleistoceno inferior a medio está mayoritariamente representado por la Formación Ensenada, definida por Riggi *et al*. (1986) en el área de La Plata. Esta unidad está constituida por limos arcillosos y arcillas limo-arenosas, de tonos predominantemente castaños y en ocasiones grisáceo amarillentos, compactos, con sectores edafizados y abundantes concreciones de carbonato de calcio; este último se presenta asimismo formando enrejados, en ocasiones relacionados con eventos pedogenéticos (Riggi *et al*., 1986). Parte de la Formación Ensenada está representada en las "toscas del Río de La Plata" en los alrededores de la ciudad de Buenos Aires, actualmente muy degradados (ver Soibelzon *et al*., 2008 a) (figura 6). La fauna de mamíferos presente en estos sedimentos constituye la base para el reconocimiento del Piso/Edad Ensenadense (Cione y Tonni, 2005; Soibelzon *et al*., 2008 b; Tonni *et al*., 2009).

Según Soibelzon *et al.* (2008 b) los sedimentos portadores de fauna ensenadense abarcan desde más de 0,98 Ma (*subchron* C1r1n) hasta la parte inferior del *Chron* Brunhes (menos de 0,78 Ma). El límite superior del Piso/Edad Ensenadense, parece coincidir con la discordancia que separa la Formación Ensenada de la superpuesta Formación Buenos Aires y que, en ocasiones, decapita un paleosuelo de continuidad regional y polaridad reversa (Geosuelo El Tala, véase Tonni *et al*., 1999). Esto coincide parcialmente con la propuesta de Verzi *et al.* (2004) quienes tentativamente ubicaron el límite entre los Pisos/Edades Ensenadense y Bonaerense en el comienzo del MIS 11 (ca. 0,40 Ma). La base del Piso/Edad Ensenadense es desconocida, si bien algunas evidencias faunísticas sugieren que podría extenderse hasta el evento Olduvai (*subchron* C2n, entre 1,95 y 1,77 Ma; ver Soibelzon *et al*., 2008b). En el Noreste de la provincia de Buenos Aires (Baradero, San Pedro), la Formación Ensenada está



Figura 6. Vista actual de las "toscas del Río de La Plata" en la localidad de Anchorena (Buenos Aires).

bien representada y contiene una bien diversificada fauna de mamíferos (Bidegain, 1991; Nabel *et al*, 1993, Soibelzon *et al*., 2008c).

El Pleistoceno medio está representado por los depósitos fundamentalmente eólicos de la denominada Formación Buenos Aires por Riggi *et al*. (1986). La litología de esta unidad es similar a la de la infrapuesta Formación Ensenada, destacándose la presencia de concreciones de carbonato de calcio en forma de "muñecos de tosca" (cilíndricos, simples o ramificados, botroidales, laminares, etc., véase Riggi *et al*., 1986). En general, los sedimentos de la Formación Buenos Aires son algo más friables que los de la Formación Ensenada. El Piso Bonaerense está sustentado bioestratigráficamente en la fauna de mamíferos procedente de la Formación Buenos Aires (Cione y Tonni, 2005; Tonni, 2009).

En el área de Mar del Plata - Miramar las Formaciones Arroyo Seco y Santa Isabel (Kraglievich, 1952, 1953) incluyen fauna bonaerense. Tonni (2009) sugiere que los sedimentos de la Formación Buenos Aires y probablemente los de la Formación Arroyo Seco, comenzaron a depositarse durante un evento interglacial, tentativamente correlacionable con el MIS 11.

En las áreas bajas del noreste y sudeste de la provincia de Buenos Aires, el Pleistoceno superior comienza con los depósitos de playa de la Formación Pascua (Fidalgo *et al*., 1973), correspondientes al MIS 5e (ver Beilinson *et al*., com. pers.). Se trata de depósitos organógenos (coquina) constituidos por gran cantidad de valvas de moluscos, fuertemente cementadas por carbonato de calcio, en una matriz arenosa

o limosa que incluye asimismo proporciones variables de rodados de carbonato de calcio. En los sedimentos de la Formación Pascua se encuentran restos de vertebrados continentales lujanenses [por ej.: *Equus* (*Amerhippus*) *neogaeus*].

En las divisorias continúan los depósitos eólicos de la Formación Buenos Aires y/o la Formación La Postrera, mientras que en los valles se depositan los limos arcillosos del Miembro La Chumbiada de la Formación Luján (Dillon y Rabassa, 1985). Estos limos castaño rojizos, incluyen clastos redondeados de carbonato de calcio y son el resultado del retrabajo de los sedimentos del piso de los valles, constituido por la Formación Buenos Aires y/o Ensenada. El Miembro La Chumbiada de la Formación Luján tiene dataciones mayores a 30 ka AP (Pomi y Tonni, 2011) (figura 7).

En los valles fluviales y en depresiones correspondientes a antiguas lagunas se depositaron los limos arcillosos del Miembro Guerrero de la Formación Luján (Fidalgo, 1983). Estos limos, de coloración verdoso amarillenta, que incluyen con frecuencia yeso en forma de "rosetas", se depositaron entre 21.040 ± 450 y ca. 8.500 a^{14}C AP (Tonni *et al*., 2003; Fucks *et al*., 2007); en su techo se desarrolló un paleosuelo de extensión regional, con alto contenido de materia orgánica (Tonni *et al*., 2001). Durante el lapso correspondiente al depósito del Miembro Guerrero de la Formación Luján, predominaron las asociaciones faunísticas vinculadas con

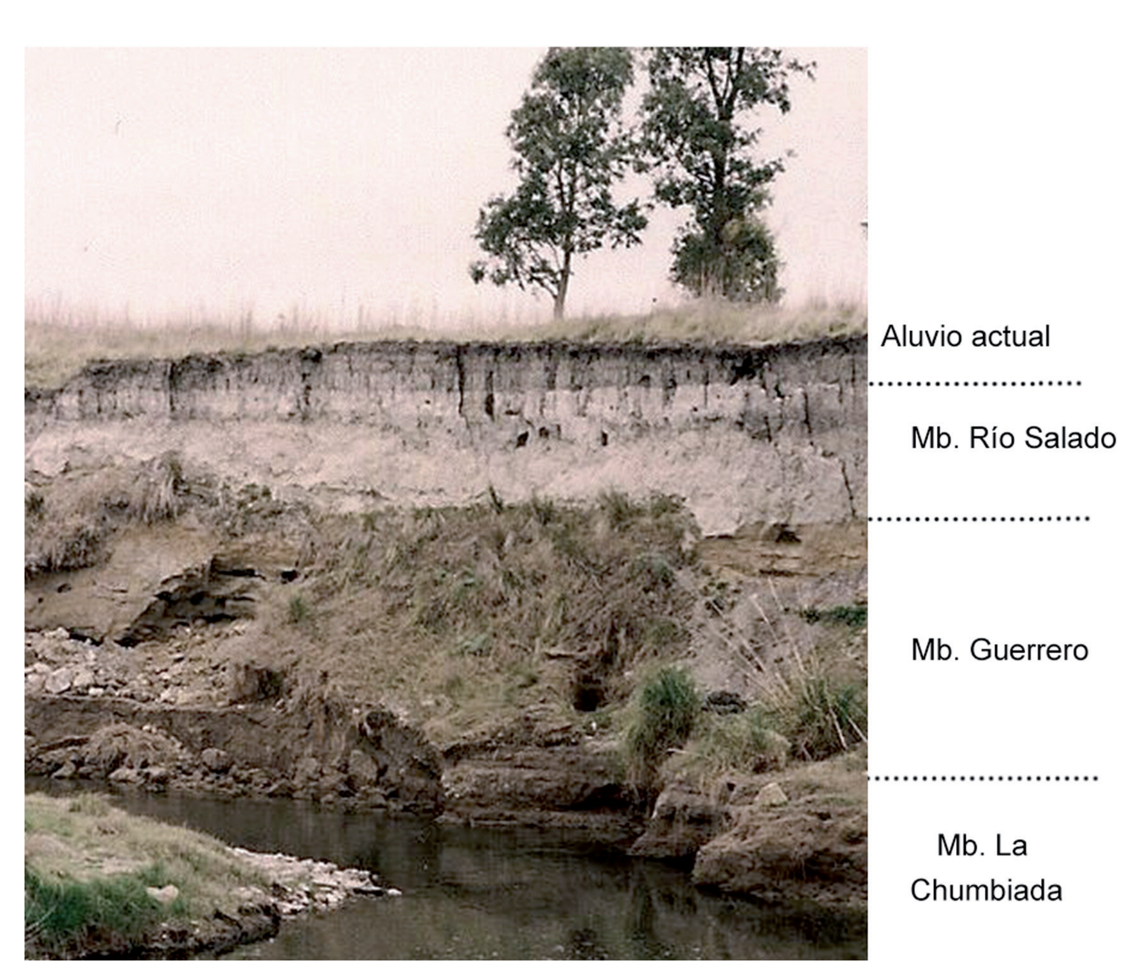


Figura 7. La Formación Luján en el arroyo Tapalqué (partido de Olavarría).

condiciones áridas y frías. Estos sedimentos son muy fosilíferos, registrándose en ellos una variada fauna de mamíferos que incluye una notable diversidad de especies con masas superiores a una tonelada (megamamíferos, Cione *et al.*, 2009).

Los sedimentos eólicos de la Formación La Postrera (Fidalgo *et al.*, 1973; Fidalgo, 1983), se depositaron en las divisorias y con menor potencia en los valles. Son limos, con cantidades subordinadas de arcilla y arena fina, de coloración pardo-amarillenta, que constituyen un típico loess que cubre al paisaje con espesores variables, desde unos pocos centímetros hasta más de 15 m. La parte inferior de esta unidad comenzó a depositarse *ca.* 13 ka AP, mientras que la superior continuó su depósito hasta épocas pos-hispánicas. La Formación Lobería, descripta por Kraglievich (1952, 1953) para el área de Mar del Plata - Miramar es correlacionable en su génesis, características litológicas y antigüedad con la Formación La Postrera.

El Holoceno en los valles está representado por el Miembro Río Salado de la Formación Luján (Fidalgo *et al.*, 1973; Fidalgo, 1983). Son limos arenosos a arcillosos, predominantemente grisáceos blanquecinos, frecuentemente con buena estratificación en el sector inferior, alternando capas claras con otras con alta proporción de materia orgánica. La materia orgánica es producto de la destrucción del paleosuelo desarrollado en el tope del Miembro Guerrero de la Formación Luján (Tonni *et al.*, 2001); los sedimentos del Miembro Río Salado se apoyan discordantemente sobre los del Miembro Guerrero y, con menos frecuencia, en forma transicional. Las da-



Figura 8. Formación Las Escobas, aflorante en las barrancas del río Salado a unos 7 km de su desembocadura en el Río de La Plata (Fotografía: E. Soibelzon).

taciones para el Miembro Río Salado varían entre 10.070 ± 140 y 2.830 ± 90 a^{14}C AP, y algo más tardías (véase Tonni *et al*., 2001). La base de esta unidad, así como la de la Formación La Postrera encierran los últimos registros de megamamíferos.

En la costa del Río de La Plata se desarrollaron extensos cordones de playa (*beach ridges*) constituidos por valvas de moluscos bentónicos marinos y estuariales, en una matriz arenosa. Estos depósitos fueron denominados Formación Las Escobas (figura 8) por Fidalgo *et al*. (1973), quienes reconocieron dos Miembros: Mb. Cerro de la Gloria y Mb. Canal 18. El primero corresponde a los típicos cordones de playa mientras que el segundo está constituido por sedimentos arenosos a limo arcillosos, de coloración verdosa a castaño hacia el techo, con escasos restos de moluscos.

Para la Formación Las Escobas se poseen numerosas dataciones entre 7.890 ± 343 y 3.330 ± 50 a^{14}C AP (Tonni et al., 1999). A base de estudios paleobiogeográficos, se ha determinado que durante la ingresión, las temperaturas del agua fueron más elevadas que las actuales como consecuencia de la extensión hacia el Sur de la influencia de la corriente del Brasil (Aguirre, 1993).

BIOESTRATIGRAFÍA DEL CUATERNARIO DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

La secuencia de biozonas así como el contenido paleontológico de las mismas está tomado de una reciente revisión llevada a cabo por Cione *et al*. (2015) y otras revisiones recientes que se mencionan en el texto.

Biozona de *Ctenomys chapalmalensis*

Es la base bioestratigráfica del Marplatense superior (Sanandresense; Pleistoceno temprano), coincidiendo espacialmente con la Formación San Andrés. Como se mencionó anteriormente, el Sanandresense incluye temporalmente a la base del Cuaternario (y del Pleistoceno).

El depósito de los sedimentos sanandresenses y su fauna es coevo con avances glaciales en el sur de la Argentina vinculados con los MIS 82 a 78 (véase Tonni, 2009). Desde el punto de vista de la fauna, el Sanandresense representa el comienzo del recambio faunístico, que se manifestará en mayor medida durante el Piso subsiguiente. Así, se registran nuevamente (los primeros y escasos registros corresponden al Mioceno tardío) algunas especies de mamíferos provenientes de América del Norte (el mustélido *Stipanicicia petorutti* y con dudas un Gomphotheriidae, véase más adelante) y numerosas especies adaptadas a condiciones frías y áridas o semiáridas (por ej. el marsupial *Lestodelphys*, numerosos roedores caviomorfos, gliptodontes y los grandes tardígrados que caracterizarán al Pleistoceno pampeano) (Verzi y Quintana, 2005; Zurita *et al*., 2007; LH. Soibelzon *et al*., 2007). Coincidentemente, representa el momento del último registro de varios roedores como los del género *Eumysops* (Echimyidae), cuyas especies fueron muy frecuentes durante el Plioceno y Pleistoceno temprano (Olivares *et al*., 2012). Los Echimyidae, que actualmente

habitan en áreas intertropicales y subtropicales reaparecen en el registro pampeano en ciertos momentos del subsiguiente Ensenadense, representados por un género aún viviente.

En un resumen dado a conocer por López *et al.* (2001), se asigna a un Gomphotheriidae una vértebra hallada en el NO de Argentina procedente de sedimentos de edad Sanandresense. De confirmarse la asignación, este es el primer registro de la familia en América del Sur, no así aquel presentado por Campbell *et al.* (2000, 2010) ya que tanto la asignación taxonómica como la interpretación temporal de la localidad donde fue hallado parecen ser incorrectas (Mothé *et al.*, 2016).

Biozona de *Mesotherium cristatum*

Es la base bioestratigráfica del Ensenadense (Pleistoceno Inferior a medio). Coincide espacialmente con la Formación Ensenada en el Noreste de la provincia de Buenos Aires (véase Tonni *et al.*, 1999) y con la Formación Miramar (Kraglievich, 1952, 1953) en el sudeste.

Desde el punto de vista faunístico, en este Piso se intensifica el ingreso de elementos holárticos. Se registran por primera vez numerosos taxones de origen norteamericano (Cervidae, Tapiridae, Felidae, Ursidae, Mephitidae, Gomphotheriidae —ver comentario en apartado anterior—) y un incremento en la diversidad de ungulados y carnívoros por especiación in situ (Prevosti y Soibelzon, 2012). Entre los linajes nativos, se produce un incremento notable en la diversidad de los Xenarthra (especialmente de Dasypodidae y Glyptodontidae) y una disminución de los ungulados nativos Notoungulata.

En el Ensenadense se registran numerosos taxones de importancia bioestratigráfica, algunos de ellos exclusivos de este Piso (por ej. *Panochthus intermedius*, *Glyptodon munizi*, *Neosclerocalyptus pseudornatus* y *N.ornatus*, *Megatherium gallardoi*, *Scelidotherium bravardi*, *Antifer ensenadensis*, *Catagonus metropolitanus*, *Theriodictis platensis*, *Arctotherium angustidens*, *Mesotherium cristatum*). Es interesante señalar que en el Ensenadense se registra por última vez un Procyonidae (*Cyonasua meranii*) del grupo que ingresó durante el Mioceno tardío a América del Sur proveniente de América del Norte y por lo tanto la familia queda sin representantes en América del Sur hasta el Pleistoceno tardío cuando comienzan a registrase los géneros actuales (e.g. *Procyon* y *Nasua*; Soibelzon *et al.*, 2010; Rodriguez *et al.*; 2013).

Debido a que el perfil tipo de donde proceden los fósiles con los que Ameghino (1889) fundamentó su Ensenadense (Puerto de La Plata, Ensenada) no están actualmente disponibles para su estudio, Tonni *et al.* (1999a) sugieren como nueva localidad tipo a una cantera ubicada en Hernández (Partido de La Plata), cuya secuencia incluye fósiles característicos de la biozona de *Mesotherium cristatum* (ver Bidegain, 1991; Cione *et al.*, 2015) (figura 9).

Como se señaló, siguiendo a Soibelzon *et al.* (2008b) en el área tipo y alrededores, los fósiles característicos de la Biozona de *Mesotherium cristatum* se encuentran en sedimentos depositados desde más de 0,98 Ma (subcron C1r1n) hasta la parte inferior del cron Brunhes (menos de 0,78 Ma), verificándose el límite Matuyama/

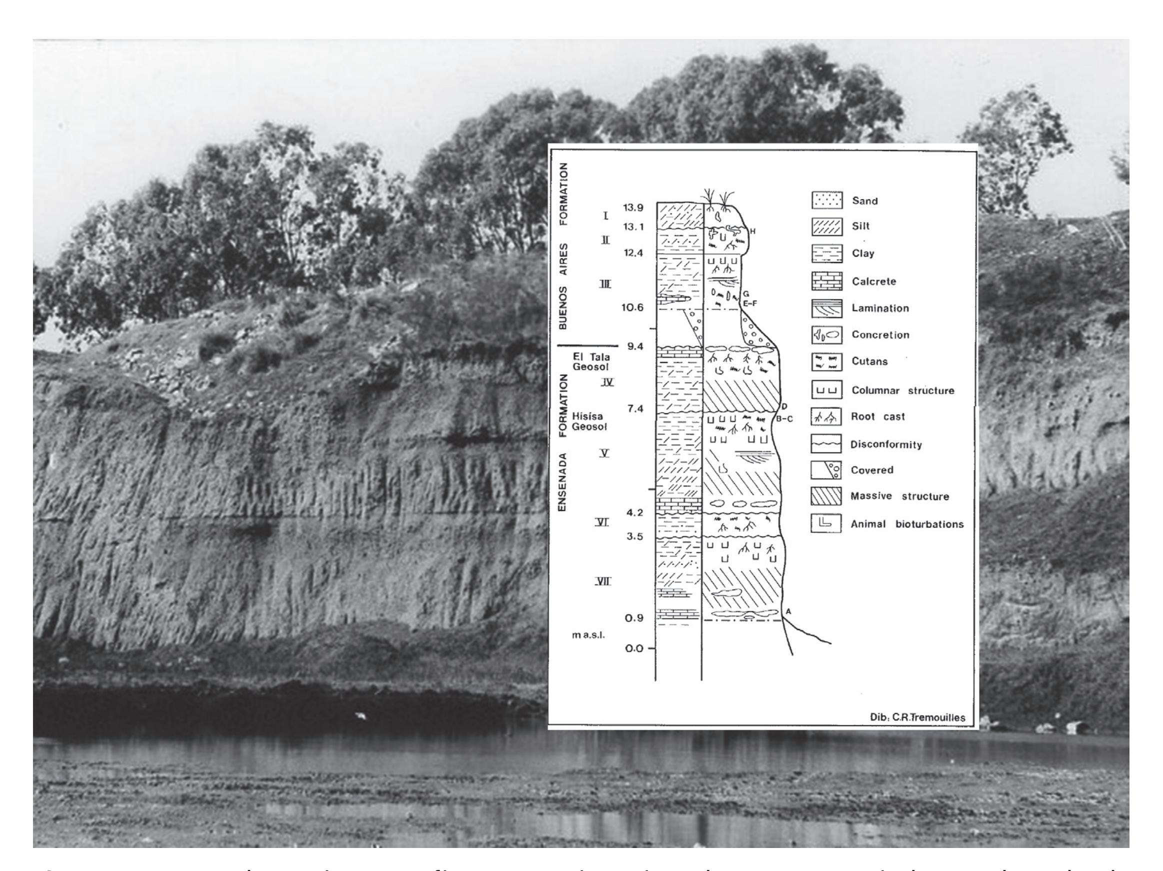


Figura 9. Cantera de Orazi (Fotografía: E. P. Tonni), vecina a la cantera Hernández (La Plata) donde Tonni *et al.* (1999) hallaron numerosos restos de fauna ensenadense y definieron el nuevo perfil tipo. Se puede observar paleosuelos de continuidad regional (Hisisa, El Tala).

Brunhes dentro de la Formación Ensenada. Consecuentemente, esta biozona podría extenderse hasta la discordancia que separa la Formación Ensenada de la Formación Buenos Aires. El hallazgo de *Mesotherium cristatum* (MLP 94-III-30-1) en una cantera de La Plata (Buenos Aires) sugiere que el límite inferior podría extenderse hasta el evento Olduvai (cron C2n, entre 1,95 y 1,77 Ma; véase Soibelzon *et al.*, 2008b).

Biozona de *Megatherium americanum*

Es la base bioestratigráfica del Bonaerense (Pleistoceno medio). Su límite inferior coincide con la base de la Formación Buenos Aires en el Noreste de la provincia de Buenos Aires (Tonni *et al.*, 1999; Nabel *et al.*, 2000) y probablemente con la base de la Formación Arroyo Seco (Kraglievich, 1952, 1953) en el sudeste.

De acuerdo con la evidencia faunística, comienza con un evento cálido, con predominio de pedogénesis y el registro de indicadores brasílicos. Considerando estas características y la posición estratigráfica, Verzi *et al.* (2004) sugieren que el Bonaerense comienza durante el interglacial correspondiente al MIS 11, en torno a 0,4 Ma (véase también Merino *et al.* 2007; Tonni, 2009). Este interglacial ha sido el más cálido y el más prolongado registrado en los últimos 0,5 Ma, que generó una importante elevación del nivel del mar a la que han sido vinculados sedimentos de

playa localizados en la costa Sudeste de la provincia de Buenos Aires (Cione *et al.*, 2002, 2015).

Numerosos taxones con importancia bioestratigráfica fueron citados para este Piso, algunos se registran de manera exclusiva y corresponden tanto a fauna nativa (*Neosclerocalyptus gouldi*) como invasora (*Conepatus mercedensis*, *Morenelaphus*), a los que se suman otros que tienen su primer registro fósil en este Piso (por ej., *Megatherium americanum*, *Lestodon armatus*, *Mylodon darwini*, *Scelidotherium leptocephalum*, *Glossotherium robustum*, *Glyptodon reticulatus*, *Glyptodon elongatus*, *Panochthus tuberculatus*, *Eutatus seguini*, *Macrauchenia patachonica*, *Toxodon platensis*, *Arctotherium bonariense*, *Pecari tajacu*, *Lama gracilis*).

Una biozona basada en micromamíferos, la biozona de *Ctenomys kraglievichi*, ha sido descripta para el Sudeste de la provincia de Buenos Aires (Verzi *et al.*, 2004; Deschamps, 2005). Está temporalmente acotada a la base de la biozona de *Megatherium americanum*, y en ella se registran micromamíferos vinculados con un pulso climático cálido. Los registros incluyen roedores caviomorfos como el ctenómido *Ctenomys kraglievichi*, un equímido relacionado con el viviente *Clyomys*, el dasipróctido *Plesiaguti totoi* (Vucetich y Verzi, 2002) y el quiróptero *Noctilio* (Merino *et al*, 2007). *Plesiaguti totoi* es el único dasipróctido registrado en el Pleistoceno de la Argentina. Las afinidades brasílicas (en el sentido de Hershkovitz, 1958) de *aff. Clyomys* y de *Plesiaguti*, sugieren su vinculación con un importante pulso cálido, estacionalmente seco, verificado en el lapso que representa la biozona de *Ctenomys kraglievichi* (véase Vucetich *et al.*, 1997; Vucetich y Verzi, 1999, 2002). Los nidos de termitas que se encuentran en la base del Bonaerense tanto aquellos hallados durante la excavación del Teatro Argentino (Ciudad de La Plata: figura 10) como



Figura 10. Excavación para la construcción del nuevo Teatro Argentino en la ciudad de La Plata (década de 1980; Foto: E. P. Tonni). Círculo negro: termiteros hallados en la base del Bonaerense (ver Laza, 2006).

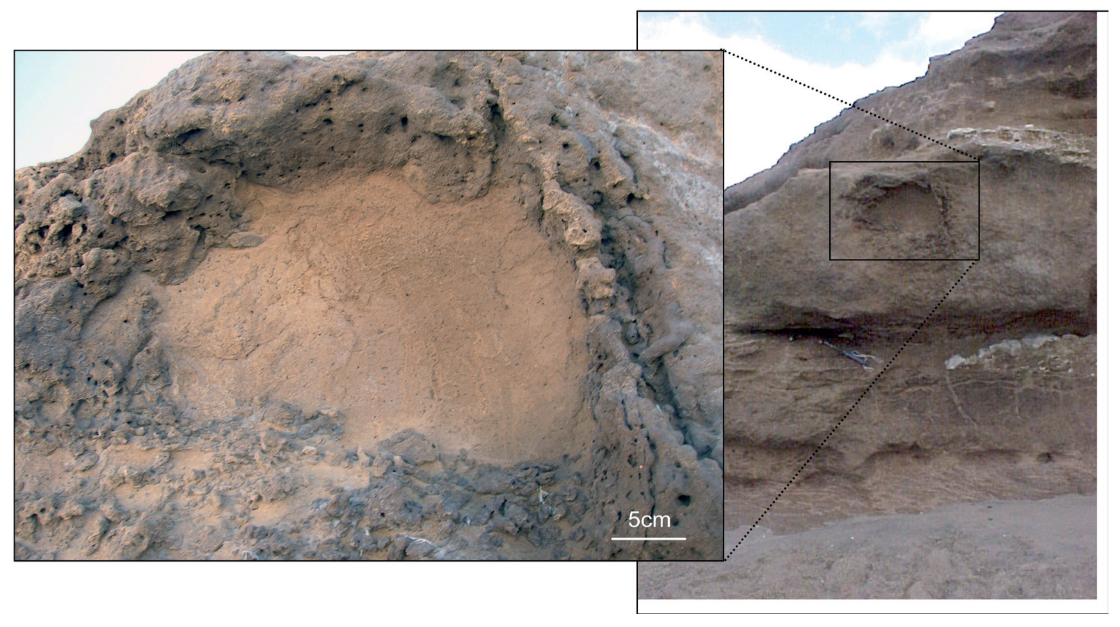


Figura 11. Nido de termitas en la base del Bonaerense (Mar del Sur, partido de General Alvarado) (Foto: E. Soibelzon).

en Mar del Sur (partido de General Alvarado; véase Laza y Tonni, 2004: figura 11) son congruentes con la información provista por los mamíferos.

Biozona de *Equus (Amerhippus) neogaeus*

Es la base bioestratigráfica del Lujanense (Pleistoceno superior-Holoceno inferior), tal como fue definido por Cione y Tonni (1999, 2001). Como lo señalan Cione y Tonni (2005) no corresponde al Lujanense de Pascual *et al*. (1965) y Marshall *et al.* (1984), quienes incluyen en esa unidad al elenco faunístico del Bonaerense y al Lujanense, criterio que asimismo habían seguido Cione y Tonni (1995).

El fósil guía *Equus (A.) neogaeus* está representado desde la base de la unidad, que corresponde al interglacial representado por el MIS 5e (*ca*.130 ka AP, base del Pleistoceno tardío, véase Pardiñas *et al*., 1996; Cione y Tonni, 2005; Beilinson *et al*., enviado). Es probable que los niveles costeros marinos de la Formación Pascua (Fidalgo *et al*., 1973), representen al citado interglacial. Sin embargo, dataciones radiocarbónicas recientes sugieren que al menos parte de los depósitos referidos al "Belgranense" y a la Formación Pascua pueden ser correlacionables con parte del MIS 3 (Tonni *et al*., 2010, Gasparini *et al*., 2016).

En este Piso se registran algunos taxones exclusivos (por ej., *Doedicurus clavicaudatus, Neosclerocalyptus paskoensis*, *Equus (Amerhippus) neogaeus*), a la vez que otros se registran por primera vez en la región (por ej: *Panochthus greslebini* -ver Zamorano *et al.*, 2015-, *Microcavia australis*, *Dolichotis patagonum*, *Eligmodontia typus*, *Galea musteloides*, *Lycalopex gymnocercus*,). Es importante destacar que hacia fines del depósito de este Piso (*ca*. 10.000 – 8.500 a^{14}C AP) se registra una extinción que afectó todos los megamamíferos y gran parte de los mamíferos grandes (masa

corporal mayor a 44 kilogramos; Pampatheriidae, Glyptodontidae, Megatheriidae, Mylodontidae, Megalonychidae, Macraucheniidae, Toxodontidae, Gomphotheriidae, Equidae, *Morenelaphus*, *Hemiauchenia* y *Arctotherium*). También hay pseudoextinciones de varios taxones que continúan en otras áreas de la Argentina y de América del Sur (Tapiridae, Tayassuidae; los Ursidae se extinguen produciéndose en el Holoceno el ingreso de *Tremarctos ornatus*). Asimismo en esta biozona se registran los indicios más tempranos de la presencia de *Homo sapiens* en la región pampeana (Politis y Gutiérrez, 1998).

La mayoría de los vertebrados lujanenses de la provincia de Buenos Aires proceden de sedimentos de planicie de inundación correspondientes al Miembro Guerrero de la Formación Luján. Durante el depósito de esta unidad se verificaron varios eventos climáticos (UMG, RFA, YD, entre otros, véase Tonni *et al*, 2003 a, b y la bibliografía allí citada) que han quedado reflejados en la fauna.

Biozona de *Lagostomus maximus*

Es la base bioestratigráfica del Platense (Holoceno temprano - siglo XVI). Su base coincide con el Miembro Río Salado de la Formación Luján e incluye sedimentos eólicos de la Formación La Postrera. Su base se sitúa en *ca*. 7.000 a^{14}C AP y el tope en el siglo XVI, cuando se registra por primera vez fauna introducida por los europeos en la región pampeana.

En esta biozona se registran sólo especies autóctonas actuales, con la excepción de *Dusicyon avus* que se extingue *ca*. 400 a^{14}C AP y algunas especies de megamamíferos pampeanos cuyos registros más modernos rondan los 8.000 años radiocarbono AP (Prevosti *et al*., 2015).

En el Arroyo Napostá Grande (sudoeste de Buenos Aires), Deschamps (2005) reconoce y describe la Biozona de *Ozotoceros bezoarticus*, como parte del Platense y caracterizada por la presencia de *O. bezoarticus*, *Lama guanicoe*, *Lagostomus maximus*, *Cavia aperea* y *Ctenomys* sp.

El Holoceno temprano (10 - 8 ka^{14}C AP) en Buenos Aires es predominantemente árido, con temperaturas más bajas que las actuales (ver Pardiñas 2001, y la bibliografía allí citada). Durante el Holoceno medio se registra un pulso cálido (Máximo Térmico del Holoceno, *ca.* 7,5 a 5 ka AP) que comienza con un evento pedogenético, expansión de fauna brasílica (ver Soibelzon *et al.*, 2017) y depósitos marinos de la Formación Las Escobas (Tonni, 2006; Cione *et al.*, 2015). Entre el 900 y 1.300 años AD se registra otro evento cálido y probablemente húmedo (Máximo Térmico Medieval) que coincide con el desplazamiento hacia el sur de especies subtropicales (especialmente micromamíferos y el armadillo *Dasypus hybridus*). Este evento cálido es reemplazado por condiciones predominantemente áridas y frías desde el siglo XVII hasta fines del siglo XIX (Pequeña Edad de Hielo; Tonni, 2006). Hacia fines del siglo XIX y comienzos del XX se extinguen localmente *O. bezoarticus*, *D. patagonum* y *L. guanicoe*. Deschamps (2003; ver también Cione y Tonni, 2005) propone el uso de la Biozona de *Bos taurus*/*Ovis aries* para aquellos sedimentos que incluyen fauna europea.

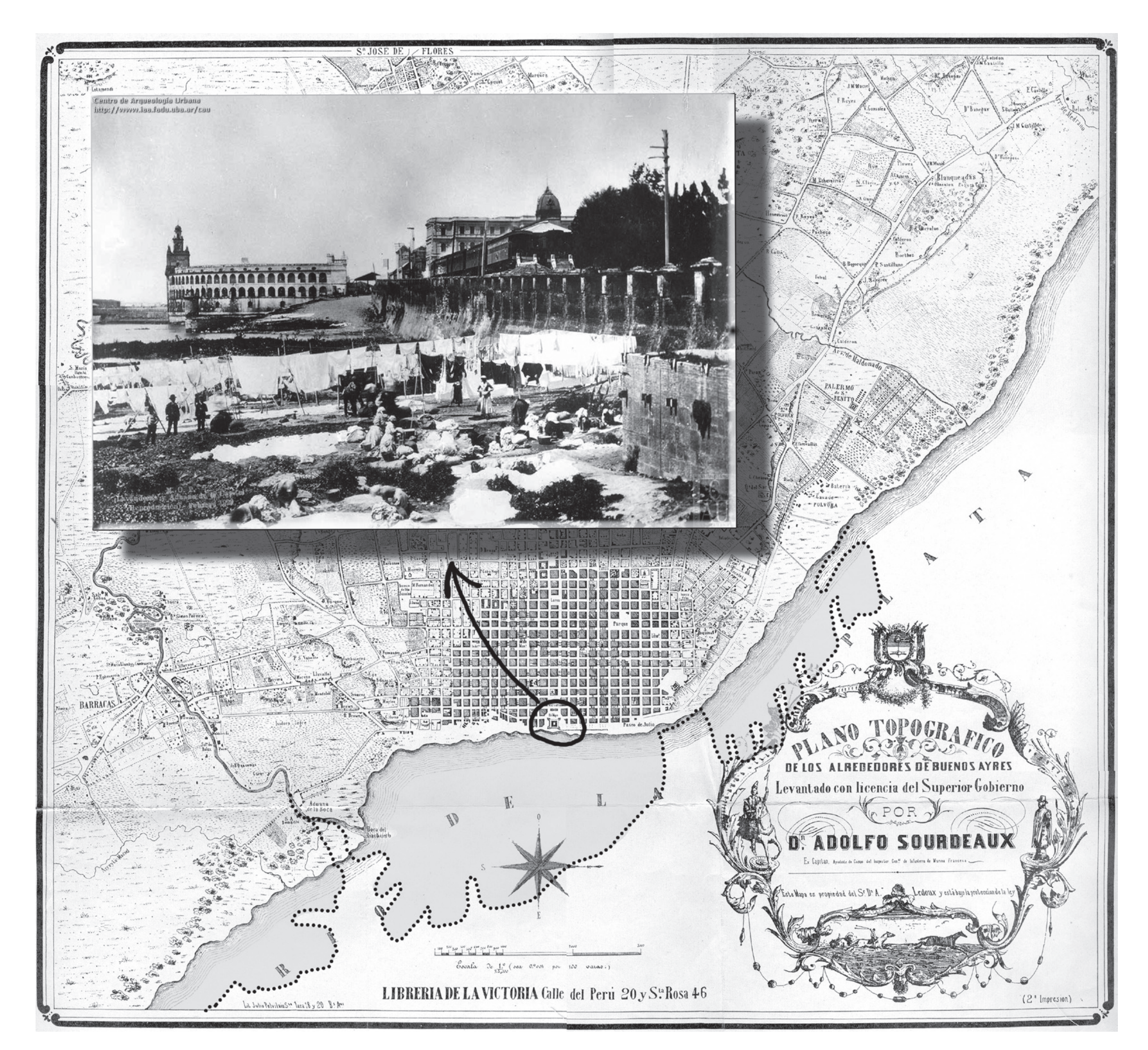


Figura 12. Plano topográfico de la ciudad de Buenos Aires en torno al año1850 donde se puede observar la línea de costa original. La línea punteada señala la costa actual y el área gris corresponde al terreno ganado al Río de La Plata, lo cual provocó la pérdida de las "toscas del Río de La Plata". En la fotografía superpuesta (*ca*. 1880) puede observarse la "Aduana de Taylor" (su ubicación se indica en el plano histórico) donde actualmente se erige la casa de gobierno (Casa Rosada) y el escenario típico de la época con las lavanderas utilizando los piletones naturalmente excavados en el río.

CONCLUSIONES

El Pleistoceno en la provincia de Buenos Aires está representado por sedimentos de grano fino que cubren tanto la llanura como los valles y zonas interserranas; incluye varias unidades litoestratigráficas, tanto continentales como marinas. Estos sedimentos fueron denominados y clasificados de diferentes maneras por los investigadores que se ocuparon del tema desde mediados del siglo XIX. Siguiendo los usos de la época, se utilizó el contenido paleontológico, fundamentalmente los mamíferos, para establecer las distintas unidades. Ya promediando el siglo XX y establecidas las distintas clasificaciones estratigráficas, el reconocimiento de las unidades y su integración a las clasificaciones pertinentes, se apoyó en otros elementos. Sin embargo, los fósiles siguieron siendo fundamentales para determinar secuencias, aunque esto

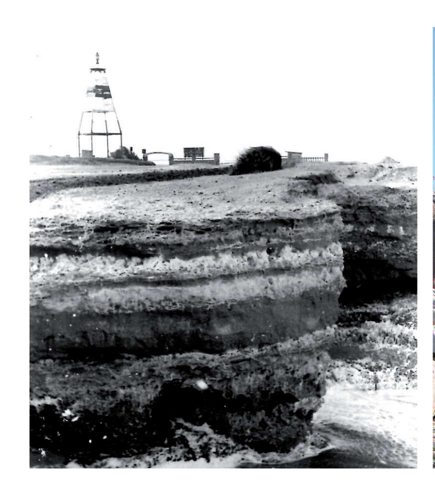



Figura 13. Farola de Punta Hermengo (Miramar, Partido de General Alvarado). Izquierda fotografía tomada en el año 1982 (E. P. Tonni) donde puede observarse la distancia de la farola al acantilado; Derecha: fotografía tomada en el año 2007 (E. Soibelzon), luego de que el municipio dispusiera bloques de cuarcita para evitar la retracción natural de los acantilados, impidiendo así el acceso a los niveles basales de esta clásica localidad paleontológica (ver detalles en Cenizo *et al.*, 2011).

no fue siempre adecuadamente aclarado, lo cual condujo a no pocas confusiones (por ej.: el esquema laxamente litoestratigráfico de J.L.Kraglievich; el uso de las “Edades-mamífero” en desmedro de la clasificación bioestratigráfica).

Muchos de los perfiles tipo o localidades clásicas estudiadas durante más de 150 años han desaparecido (por ej., “toscas del Río de La Plata”: figura 12) o son inaccesibles (puerto de La Plata en Ensenada, Punta Hermengo) en virtud de la actividad humana (figura 13). En el caso del perfil expuesto en el Puerto de la Plata (Ensenada), localidad tipo del “ensenadense” de Ameghino, se definió una nueva localidad tipo en una cantera cercana de la localidad de Hernández (partido de La Plata).

El Pleistoceno incluye los Pisos Sanandresense, Ensenadense, Bonaerense y Lujanense cada uno de los cuales es portador de una fauna de mamíferos particular que caracteriza y define a las biozonas correspondientes (*Ctenomys chapalmalensis*, *Mesotherium cristatum*, *Megatherium americanum*, *Equus (Amerhippus) neogaeus*). Durante este lapso se refleja claramente la irrupción de taxones de origen norteamericano, llegados a América del Sur durante el proceso del GABI. Hacia fines del Pleistoceno se registra una importante extinción faunística, que afectó a todos los megamamíferos sudamericanos; asimismo se verifican aquí los primeros registros del hombre en la región pampeana.

Durante el Pleistoceno se registraron varios eventos glaciales de larga duración, e interglaciales más breves. Es así como el grueso de la fauna de mamíferos es característica de ambientes abiertos desarrollados bajo condiciones de climas áridos/semiáridos. Durante los cortos interglaciales, se verifica un desplazamiento norte-sur de fauna de tipo brasílica (por ej.: *Tapirus*, *Clyomys*, *Noctilio*, *Dasypus*).

BIBLIOGRAFÍA

Aguirre, M. L. 1993. Paleobiogeography of the Holocene molluscan fauna from northeastern Buenos Aires Province, Argentina: its relation to coastal evolution and sea level changes. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 102: 1-26.

Ameghino F. 1881 La antigüedad del hombre en el Plata 2. G. Masson, Paris, Igon Hermanos, Buenos Aires, 640 pp.

Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Actas Academia Nacional de Ciencias en Córdoba 32: 1-1027.

Ameghino F. 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapalmalán. Anales del Museo Nacional de Buenos Aires 3 (10): 343-428.

Beilinson, E. 2009. Análisis de facies y paleoambiental de alta resolución de la Aloformación Punta San Andrés (Plio-Pleistoceno), provincia de Buenos Aires, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 16 (1): 57-74.

Bidegain, J. C. 1991. Sedimentary development, magnetostratigraphy and sequence of events of the late Cenozoic in entre Ríos and surrounding areas in Argentina. Tesis Doctoral Stockholm University, 128 pp. Estocolmo.

Bidegain, J. C. y Rico, Y. 2004. Mineralogía magnética y registros de susceptibilidad en sedimentos cuaternarios de polaridad normal (Brunhes) y reversa (Matuyama) de la cantera de Juárez, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59 (3): 451-461.

Bidegain, J. C., Van Velzen, A. J., y Rico, Y. 2001. Parámetros magnéticos en una secuencia de loess y paleosuelos del Cenozoico tardío en la cantera de Gorina, La Plata: Su relevancia en el estudio de los cambios paleoclimáticos y paleoambientales. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56 (4): 503-516.

Bidegain J. C., Van Velzen A. J. y Rico Y. 2007. The Brunhes/Matuyama boundary and magnetic parameters related to climatic changes in Quaternary sediments of Argentina: Journal of South American Earth Sciences 23: 17-29.

Bravard, A. 1857. Geología de las Pampas. Registro Estadístico del Estado de Buenos Aires, tomo I: Territorio, pp. 1-22.

Bravard, A. 1858. Monografía de los terrenos marinos terciarios de las cercanías del Paraná. Imprenta del Registro Oficial, Paraná, 107 pp.

Campbell, K. E, Frailey, C. D. y Romero Pitman, L. 2000. The Late Miocene Gomphothere *Amahuacatherium peruvium*(Proboscidea: Gomphotheriidae) from Amazonian Peru: Implications for the Great American Faunal Interchange. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Boletín 23, Serie D, Estudios Regionales: 1-152.

Campbell, K. E. Jr, Prothero, D. R., Romero-Pittman, L., Hertel, F. y Rivera, N. 2010. Amazonian magnetostratigraphy: dating the first pulse of the Great American Faunal Interchange. Journal of South American Earth Sciences 26: 619-626.

Cenizo M. M., Soibelzon E. y Tonni E. P. 2011. Protección de costas y pérdida del patrimonio paleontológico: el caso de Punta Hermengo (Miramar, provincia de Buenos Aires). Revista del Museo de La Plata, Sección Paleontología 11 (63): 1-16.

Cione A. L. y Tonni, E. P. 1995. Chronostratigraphy and "Land-mammal ages" in the Cenozoic of southern South America: principles, practices, and the "Uquian" problem. Journal of Paleontology 69: 135-159.

Cione A. L. y Tonni, E. P. 1996. Inchasi, a Chapadmalalan (Pliocene) locality in Bolivia. Comments on the Pliocene-Pleistocene continental scale of southern South America. Journal of South American Earth Sciences 9: 221-236.

Cione A. L. y Tonni, E. P. 1999. Biostratigraphy and chronological scale of uppermost Cenozoic in the Pampean area, Argentina. En: Tonni E. P. y Cione A. L. (Eds), Quaternary Vertebrate Palaeontology in South America. Quaternary in South America and Antarctic Peninsula 12: 23-52.

Cione A. L. y Tonni, E. P. 2001. Correlation of Pliocene to Holocene southern South American and European vertebrate-bearing units. En: Rook L. y Torre D. (Eds), Neogene and Quaternary continental stratigraphy and mammal evolution. Bollettino della Societá Paleontologica Italiana 40 (2): 167-173.

Cione, A. L. y Tonni, E. P. 2005. Bioestratigrafía basada en mamíferos del Cenozoico superior de la provincia de Buenos Aires, Argentina. En: de Barrio R. E., Etcheverry, R. O., Caballé, M. F. y Llambías, E. (Eds.), Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. XVI Congreso Geológico Argentino. Relatorio 11: 183-200, La Plata.

Cione, A. L., Tonni, E. P. y San Cristóbal, J. 2002. A Middle- Pleistocene marine transgression in central-eastern Argentina. Current Research in the Pleistocene 19: 16-18.

Cione, A. L., Tonni, E. P. y Soibelzon, L. H. 2009. Did humans cause large mammal late Pleistocene-Holocene extinction in South America in a context of shrinking open areas? En: Haynes, G. (Ed.), American megafaunal extinctions at the end of the Pleistocene: 125-144. Springer Publishers, Vertebrate Paleobiology and Paleontology Series.

Cione, A. L., Gasparini, G. M., Soibelzon, E., Soibelzon, L. H. y Tonni, E. P. 2015. The Great American Biotic Interchange. A South American perspective. Springer Brief Monographies in Earth System Sciences. South America and the Southern Hemisphere. Springer International Publishing AG, 97 pp.

Church, G. E. 1898. Argentine Geography and the Ancient Pampean Sea. The Geographical Journal 12 (4): 386-401.

Darwin, C. R. 1845. Journal of researches into the natural history and geology of the countries visited during the voyage of H.M.S. Beagle round the world, under the Command of Capt. Fitz Roy, R.N. John Murray (2d edition), 520 pp.

De los Reyes, M., Poire, D., Soibelzon, L., Zurita, A. E. y Arouy, M. J. 2013. First evidence of scavenging in a Glyptodont (Mammalia, Glyptodontidae) from the Pliocene of the Pampean region (Argentina).Taphonomic and paleoecological remarks. Palaeontologia Electronica 16 (2): 15A; 13 pp.

Deschamps, C. M. 2003. Estratigrafía y paleoambientes del Cenozoico en el sur de

la Provincia de Buenos Aires. El aporte de los vertebrados. Tesis Doctoral Universidad Nacional de La Plata, 317 pp.

Deschamps, C. M. 2005. Late Cenozoic mammal bio-chronostratigraphy in southwestern Buenos Aires Province, Argentina. Ameghiniana 42 (4): 733-750.

Dillon, A. y Rabassa, J. 1985. Miembro La Chumbiada, Formación Luján (Pleistoceno, provincia de Buenos Aires): una nueva unidad estratigráfica del valle del Río Salado. I Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas 1: 1-27, La Plata.

Doering, A. 1882. Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia) realizada en los meses de Abril, Mayo y Junio de 1879 bajo las órdenes del General Julio A. Roca. Tercera parte: Geología. Imprenta de Oswald y Martínez, Buenos Aires, pp. 401-430.

d'Orbigny, A. 1842. Voyage dans l'Amérique Méridionale (le Brésil, la République Orientale del'Uruguay, la République Argentine, la Patagonie, la République du Chili, la République de Bolivia, la République du Pérou), exécuté pendant les années 1826, 1827, 1828, 1829, 1830, 1831, 1832 et 1833. Tome Troisième, 4° Partie: Paléontologie. Paris: P. Bertrand; Strasbourg: V. Levrault. 340 pp.

Fidalgo, F. 1983. Algunas características de los sedimentos superficiales en la cuenca del río Salado y en la Pampa Ondulada. Coloquio Internacional sobre Hidrología de Grandes Llanuras. Actas 1: 1-19, Olavarría.

Fidalgo, F., Colado, U. y De Francesco, R. 1973. Sobre ingresiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Provincia de Buenos Aires). V Congreso Geológico Argentino. Actas 4: 227-240.

Fidalgo, F., De Francesco, F. O. y Pascual, R. 1975. Geología superficial de la llanura bonaerense. VI Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 103-138.

Frenguelli, J. 1950. Rasgos generales de la morfología y la geología de la Provincia de Buenos Aires. Publicaciones Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas, Buenos Aires 2 (33): 1-72.

Frenguelli, J. 1955. Loess y limos pampeanos. Serie técnica y didáctica del Museo de La Plata 7: 1-88.

Frenguelli, J. 1957. Neozoico. En: Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA 2 (3): 1-218.

Fucks, E., Huarte, R., Carbonari, J. y Figini, A. 2007. Geocronología, paleoambientes y paleosuelos holocenos en la región pampeana. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (3): 425-433.

Gasparini, G. M. y Tonni, E. P. 2016. La fauna y los ambientes en el Cuaternario de la región Pampeana. En: Agnolin, F. L., Lio, G.L., Brissón Egli, F., Chimento, N. R. y Novas, F. E. (Eds.), Historia Evolutiva y Paleobiogeografía de los Vertebrados de América del Sur. XXX Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Volumen Especial. Contribuciones del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia" 6: 395-402.

Gasparini, G. M., Rabassa, J., Soibelzon, E., Soibelzon, L. H. y Tonni, E. P. 2012a. Estratigrafía y paleontología del Cenozoico tardío de la región de Tandil, provincia de Buenos Aires. XXVI Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. Actas: 13, Buenos Aires.

Gasparini, G. M., Rabassa, J., Soibelzon, E., Soibelzon, L. H. y Tonni, E. P. 2012b. Estratigrafía y paleontología del Pleistoceno tardío y Holoceno del valle del río Sauce Grande, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. XXVI Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. Actas: 14, Buenos Aires.

Gasparini, G. M., Rabassa, J., Deschamps, M. C. y Tonni, E. P. 2016. Marine Isotope Stage 3 in Southern South America, 60 ka B.P.-30 ka B.P. Serie Springer Earth System Sciences. Springer International Publishing AG, 354 pp.

Gasparini, G. M., De los Reyes, M., Francia, A., Scherer, C., y Poiré, D. G. En prensa. The oldest record of *Hemiauchenia* Gervais and Ameghino (Mammalia, Cetartiodactyla) in South America: Comments about its paleobiogeographic and stratigraphic implicances. Geobios.

González Bonorino, F. 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 20 (1): 67-148.

Groeber, P. 1927. Ensayos sobre tectónica teórica y provincias magmáticas. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 30: 177-230

Hershkovitz, P. 1958. A Geographic Classification of Neotropical Mammals. Fieldiana: Zoology 36 (6): 620 pp.

International Commission on Stratigraphy. 2009. International Stratigraphic Chart

Kraglievich, J. L. 1934. La antigüedad pliocena de las faunas de Monte Hermoso y Chapadmalal, deducidas de su comparación con las que le precedieron y sucedieron. Imprenta el Siglo Ilustrado, Montevideo, 136 pp.

Kraglievich, J. L. 1952. El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, Provincia de Buenos Aires. Revista Museo Municipal Ciencias Naturales y Tradicional Mar del Plata 1: 8-37.

Kraglievich, J. L. 1953. La llanura bonaerense a través de un perfil geológico. Revista Mundo Atómico 14: 88-89.

Kraglievich, J. L. 1959. Contribuciones al conocimiento de la geología costera en la desembocadura del arroyo Malacara (provincia de Buenos Aires). Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Geología 1: 3-9.

Laza, J. H. 2006. Termiteros del Plioceno y Pleistoceno de la provincia de Buenos Aires, República Argentina. Significación paleoambiental y paleozoogeográfica. Ameghiniana 43 (4): 641-648.

Laza, J. H. y Tonni, E. P. 2004. Possible fossil traces of termites (Insecta, Isoptera) in the late Cenozoic of the eastern pampean region, Argentina. Ichnia 2004, First International Congress on Ichnology. Abstract Book: 46, Trelew.

López, G., Reguero, M. y Lizuain, A. 2001. El registro más antiguo de mastodontes (Plioceno tardío) de América del Sur. Ameghiniana 38: R35-R36.

Marshall, L., Berta, A., Hoffstetter, R., Pascual, R., Reig, O.A., Bombin, M. y Mones, A. 1984. Mammals and stratigraphy geochronology of the continental mammal-bearing Quaternary of South America. Palaeovertebrata, Mémoire Extraordinaire 1-76.

Merino, M., Lutz, A., Verzi, D. y Tonni, E.P. 2007 The fishing bat *Noctilio* (Mammalia, Chiroptera) in the middle Pleistocene of central Argentina. Acta Chiropterologica 9 (2): 401-407.

Mothé, D., dos Santos Avilla, L., Azevedo, L., Borges-Silva, L., Rosas, M., Labarca-Encina, R., Souberlich, R., Soibelzon, E., Roman-Carrion, J.L., Ríos, S.D., Rincon, A.D., Cardoso de Oliveira, G. y Pereira Lopes, R. 2016. Sixty years after "The mastodonts of Brazil": the state of art of South American proboscideans (Proboscidea, Gomphotheriidae). Quaternary International 443: 52-64.

Nabel, P. E., Camilión, M. C., Machado, G. A., Spiegelman, A. y Mormeneo, L. 1993. Magneto y litoestratigrafía de los sedimentos pampeanos en los alrededores de la ciudad de Baradero, Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 48: 193-206.

Nabel, P., Cione, A. L. y Tonni, E. P. 2000. Environmental changes in the Pampean area of Argentina at the Matuyama-Brunhes (C1r – C1n) chrons boundary. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 162: 403-412.

Odin, G. S., Gardin, S. Robszynski, F. y Thierry, J. 2004. Stage boundaries, global stratigraphy, and the time scale: towards a simplification. Carnets de Géologie / Notebooks on Geology 2: 1-12.

Olivares, A. I., Verzi, D. H. y Vucetich, M. G. 2012. Definición del género *Eumysops* Ameghino, 1888 (Rodentia, Echimyidae) y revisión de las especies del Plioceno temprano de Argentina central. Ameghiniana 49: 198-216.

Pardiñas, U. F. J. 2001. Condiciones áridas durante el Holoceno Temprano en el sudoeste de la provincia de Buenos Aires (Argentina): vertebrados y tafonomía. Ameghiniana 38: 227-236.

Pardiñas, U. F. J., Gelfo, J., San Cristóbal, J., Cione, A. L. y Tonni, E. P. 1996. Una asociación de organismos marinos y continentales en el Pleistoceno superior en el sur de la provincia de Buenos Aires, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 5: 95-112.

Pascual, R., Ortega Hinojosa, E. J., Gondar, D. y Tonni, E. P. 1965. Las edades del Cenozoico mamalífero de Argentina con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. Anales de la Comisión de Investigación Científica 6: 165-193.

Politis, G. G. y Gutiérrez, M. A. 1998. Gliptodontes y Cazadores-Recolectores de la Region Pampeana (Argentina). *Latin American Antiquity* 9 (2): 111-134.

Pomi, L. H. y Tonni, E. P. 2011. Termite traces on bones from the Late Pleistocene of Argentina. Ichnos 18: 166-171.

Prevosti, F. y Soibelzon, L. H. 2012. Evolution of the South American carnivores (Mammalia, Carnivora): a paleontological perspective. En: Patterson B.D. y Costa L.P. (Eds.), Bones, clones, and biomes: an 80-million year history of modern Neotropical mammals: 102-122. University of Chicago Press, Chicago.

Prevosti, F., Ramírez, M. A., Schiaffini, M., Martin, F., Udrizar Sauthier, D., Carrera, M., Sillero-Zubiri, C. y Pardiñas, U. 2015. Extinctions in near time: new radiocarbon dates point to a very recent disappearance of the South American

fox *Dusicyon avus* (Carnivora: Canidae). Biological Journal of the Linnean Society 116 (3): 704-720.

Rabassa, J. 1989. Geología de los depósitos del Pleistoceno Superior y Holoceno en las cabeceras del río Sauce Grande, Prov. de Buenos Aires. 1° Jornadas Geológicas Bonaerenses (1985). Actas: 765-790, Tandil.

Rabassa, J., Coronato, A. M. y Salemme, M. C. 2005. Chronology of the Late Cenozoic Patagonia glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the pampean region (Argentina). Journal of South American Earth Sciences 20: 81-103.

Riggi, J. C., Fidalgo, F., Martínez, O. y Porro, N. 1986. Geología de los "sedimentos pampeanos" en el partido de La Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina 42 (3-4): 316-333.

Risso Domínguez, C. J. 1949. Estratigrafía de la barrancas de Chapadmalal y Vorohué. Estudios 81: 353-372 y 419-431.

Roth, S. 1888. Beobachtungen über Entstchung und Alter der Pampas formation in Argentinien. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 40: 375-64.

Schenk, H. G. y Müller, S. 1941. Stratigraphic terminology. Bulletin of the Geological Society of America 52: 1419-1426.

Serrés, P. 1867. De l'osteographie du "Mesotherium" et des affinités zoologiques. Comptes Rendus des Séances de l´Academie de Sciences 65 (2): 841-848.

Simpson, G. G. 1971. Clasificación, terminologia y nomenclatura provinciales para el Cenozoico mamalífero. Revista de la Asociación Geológica Argentina 26: 281-297.

Soibelzon, L. H., Cenizo, M. M., Prevosti, F. J., Soibelzon, E. y Tartarini, V. B. 2007. Dos nuevos registros de *Dusicyon* Hamilton-Smith, 1839 (Canidae, Mammalia) en el Plioceno y Pleistoceno de la región pampeana (Argentina). Aspectos sistemáticos, tafonómicos y bioestratigráficos. Quinto Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo.

Soibelzon, E., Gasparini, G. M., Zurita, A. E. y Soibelzon, L. H. 2008a. Las "toscas del Río de La Plata" (Buenos Aires, Argentina). Análisis paleofaunístico de un yacimiento paleontológico en desaparición. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales 10 (2): 291-308.

Soibelzon, E., Tonni, E. P y Bidegain, J. C. 2008b. Cronología, magnetoestratigrafía y caracterización bioestratigráfica del Ensenadense (Pleistoceno inferior-medio) en la ciudad de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (3): 421-429.

Soibelzon, E., Carlini, A. A., Zurita, A. E., Tonni, E. P., Bidegain, J. C. y Rico, Y. 2008c. Magneto y Bioestratigrafía del Sector Noreste de Buenos Aires. XVII Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 1049-1050, Jujuy.

Soibelzon, E., Prevosti, F. J., Bidegain, J. C., Rico, Y., Tonni, E. P. y Verzi, D. 2009. Correlation of cenozoic sequences of southeast Buenos Aires Province. Biostratigraphy and magnetostratigraphy. Quaternary International 210: 51-56.

Soibelzon, E., Tonni, E. P. y Bidegain, J. C. 2010. A new stratigraphic profile of Punta Hermengo (Buenos Aires Province, Argentina). Magnetostratigraphy and biostratigraphy. Current Researches in the Pleistocene 27: 151-154.

Soibelzon, E. y León, D. C. 2017. Effects of climatic oscillations on the faunas. The Holocene Thermal Maximum and the displacement of armadillos in Argentina: anatomical features and conservation. Journal of Archaeological Science 11: 90-98.

Stappenbeck, R. 1926. Geologie und Grundwasserkunde der Pampa. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 512 pp.

Teruggi, M. E., Andreis, R. H., Mazzoni, M. M., Dalla Salda, L. y Spalletti, L. A. 1974. Nuevos criterios para la estratigrafía del Cuaternario de las Barrancas de Mar del Plata y Miramar. Anales del LEMIT, Serie II (268): 135-148.

Tonni, E. P. 2006. Cambio climático en el Holoceno tardío de la Argentina. Una síntesis con énfasis en los últimos 1000 años. Folia Histórica del Nordeste 16: 187-195.

Tonni, E. P. 2009. Los mamíferos del Cuaternario de la región pampeana de Buenos Aires, Argentina. En: Ribeiro, A.M., Girardi Bauermann, S., Saldanha Scherer, C. (Eds.), Quaternario do Rio Grande do Sul: integrando conhecimentos: 207-216. Monografías da Sociedades Brasileira de Paleontologia, Porto Alegre.
Asociación Paleontológica Argentina Publicación Especial 12, Vida y obra de Florentino Ameghino: 69-79.

Tonni, E. P., Nabel P., Cione, A. L., Etchichury, M., Tófalo, R., Scillato Yané, G. J., San Cristóbal, J., Carlini, A. A. y Vargas, D.1999. The Ensenada and Buenos Aires formations (Pleistocene) in a quarry near La Plata, Argentina. Journal of South America Earth Sciences 12: 273-291.

Tonni, E. P., Cione, A. L. y Figini, A. J. 2001. Chronology of Holocene pedogenetic events in the Pampean area of Argentina. Current Research in the Pleistocene 18: 124-127.

Tonni, E. P., Huarte, R. A., Carbonari J. E. y Figini A. J. 2003a. New radiocarbon chronology for the Guerrero Member of the Luján Formation (Buenos Aires, Argentina): palaeoclimatic significance. Quaternary International 109-110: 45-48.

Tonni, E. P., Carlini, A. A., Scillato- Yané, G. J. y Figini, A. J. 2003b. Cronología radiocarbónica y condiciones climáticas en la "Cueva del Milodón" (sur de Chile) durante el Pleistoceno tardío. Ameghiniana 40 (4): 609-615.

Tonni, E. P. y Pasquali, R. C. 2006. Alcide d'Orbigny in Argentina: the beginning of stratigraphical studies and theories on the origin of the "pampean sediments." Earth Sciences History 25 (2): 215-223.

Tonni, E. P., Pasquali, R. C. y Laza, J. H. 2008. Auguste Bravard y su contribución al desarrollo de las Ciencias de la Tierra en la Argentina. En: F.G. Aceñolaza (Ed.), Los geólogos y la geología en la historia argentina: 63-69. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 24.

Tonni, E. P., Rabassa, J. y Carlini, A. A. 2009. The Ensenadan Stage/Age in southern South America. Quaternary International 210: 1-109.

Tonni, E. P., Carbonari, J. E. y Huarte, R. 2010. Marine sediments attributed to marine isotope stage 3 in the southeastern Buenos Aires province, Argentina. Current Research Pleistocene 27: 154-156.

Verzi, D. H., Deschamps, C. M. y Tonni, E. P. 2004. Biostratigraphic and paleoclimatic meaning of the Middle Pleistocene South American rodent *Ctenomys kraglievichi* (Caviomorpha, Octodontidae). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology 212: 315-329.

Verzi, D. y Quintana, C. 2005. The caviomorph rodents from the San Andrés Formation, east-central Argentina, and global Late Pliocene climatic change. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 219 (3-4): 303-320.

Vucetich, M. G. y Verzi, D. H. 1999. Changes in diversity and distribution of the caviomorph rodents during the late Cenozoic in southern South America. En: Tonni, E. P. y Cione A. L. (Eds.), Quaternary vertebrate palaeontology in South America: 207-223. Quaternary of South American and Antarctic Peninsula 12.

Vucetich, M. G. y Verzi, D. H. 2002. First record of Dasyproctidae (Rodentia) in the Pleistocene of Argentina: paleoclimatic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 178: 67-73.

Vucetich, M. G., Verzi, D. H. y Tonni, E. P. 1997. Paleoclimatic implications of the presence of *Clyomys* (Rodentia, Echimyidae) in the Pleistocene of central Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 128: 207-214.

Zamorano, M., Oliva, C., Scillato-Yané, G. J., Ferreira, J. D. y Zurita, A. E. 2015. Primer registro de *Panochthus greslebini* Castellanos (Xenarthra, Glyptodontidae, Hoplophorini) para la región Pampeana de Argentina. Revista Brasileira de Paleontologia 18: 555-564.

Zárate, M. 1989. Estratigrafía y geología del Cenozoico tardío aflorante en los acantilados marinos comprendidos entre Playa San Carlos y el arroyo Chapadmalal, Partido de General Pueyrredón, Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctora Universidad Nacional de La Plata, 221 pp.

Zárate, M. A. 2003. Loess of southern South America: Quaternary Science Reviews 22: 1987-2006.

Zárate, M. A. y Rabassa, J. 2005. Geomorfología de la provincia de Buenos Aires. En: De barrio, R. E., Etcheverry, R. O., Caballé, M. F. y Llambías, E. (Eds.): Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires: 119-138. XVI Congreso Geológico Argentino, Relatorio, La Plata.

Zurita, A. E., Gasparini, G. M., Soibelzon, E., Alcaraz, M. A. y Miño-Boilini, A. R. 2007. Mamíferos pleistocenos del oeste de la región Pampeana, Argentina. Revista Española de Paleontología 22 (1): 77-87.

El registro fósil de vertebrados del Cuaternario de Santa Fe (Argentina): primera actualización

Raúl Ignacio VEZZOSI[1], Ernesto BRUNETTO[1,2], María Cecilia ZALAZAR[3]

[1] Laboratorio de Paleontología de Vertebrados, Centro de Investigaciones Científicas y Transferencia de Tecnología a la Producción, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Materi y España s/n, (3105) Diamante, Argentina. vezzosiraul@gmail.com
[2] Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad Autónoma de Entre Ríos, Entre Ríos, Argentina. Ruta Nacional 11, km 10,5, Oro Verde, Entre Ríos. brunettoernesto@gmail.com
[3] Universidad Nacional del Litoral, CC 217, (3000) Santa Fe, Argentina.

RESUMEN

Palabras clave:
Cuaternario
Mamíferos
Pleistoceno
Santa Fe

El estudio de vertebrados fósiles procedentes de las planicies argentinas en contexto estratigráfico para el Cuaternario, especialmente el registro para el Pleistoceno de Santa Fe, ha experimentado un importante avance. El hallazgo de algunos taxones conocidos como también el registro de nuevas especies, ha crecido notablemente. La mayoría de ellos corresponden a mamíferos y en menor medida peces, aves y reptiles. Las asociaciones de mamíferos provienen de tres regiones geomorfológicas: 1) Chaco austral, asignada al Pleistoceno tardío, 2) Pampa Norte que comprende especímenes del Pleistoceno medio al Holoceno temprano y 3) Pampa Sur con escasos registros de mamíferos atribuida a finales del Pleistoceno. La evidencia al momento obtenida ha permitido interpretar secuencias desde el EIO 7 al EIO 2. A pesar que los datos geocronológicos son escasos, es posible que algunos niveles litoestratigráficos estén en relación con alguno de los sub-ciclos del EIO 5. Es para destacar que los depósitos de la Formación Tezanos Pinto están en relación con la transición EIO3-EIO2 (miembro inferior) y el UMG (miembro superior), registrando una mezcla faunística con especies subtropicales a templadas de ambientes abiertos. Los datos obtenidos de los niveles fosilíferos permiten sugerir la presencia de escenarios temporales heterogéneos y distintos a los previamente definidos para Santa Fe. Investigaciones estratigráficas y paleontológicas en curso aumentarán el conocimiento sobre la fauna fósil del Pleistoceno y sus relaciones paleobiogeográficas para el Cuaternario de Argentina y América del Sur.

ABSTRACT

“The Quaternary fossil record from Santa Fe (Argentina): first update”. The study of fossil vertebrate and its stratigraphy from the Pleistocene of Santa Fe has recently experienced an important advance. Most of these records are mammals and less frequently fishs, birds and reptiles.The vertebrate assemblages come from three geomorphological regions with Pleistocene record. The first, deposits outcropping in the austral Chaco are assigned to the Late Pleistocene, whereas the information from Northern Pampa is a little oldest, recording deposits since the Middle Pleistocene to the Lower Holocene. Contrarily, Southern Pampa shows few mammalian records only from the Late Pleistocene-early Holocene. The total evidence from Santa Fe allows us to infer that the Pleistocene sequence include different interglacial-glacial events from MIS7 to MIS2 in Northern Pampa, and MIS3 to MIS2 in austral Chaco and Southern Pampa. Despite of the scarce geochronological data, it is possible that some Pleistocene fluvial sedimentary sequence outcropping within these geomorphological regions could belong to the MIS5. It is important to highlight that the age of the fauna coming from the Tezanos Pinto Formation is related with a transition MIS3–MIS2 and the Last Glacial Maximum, being its faunistic composition a complex mixture with subtropical taxa and open faunal association from the pampean plains. All data analyzed suggest that the existence of alternative temporal scenarios different than those accepted until now for the Pleistocene of Santa Fe. These are consistent with several environments, since open and woodland habitats that also include fluvial systems. New geological and paleontological studies will increase our knowledge about the fossil record and its paleobiogeographic relations during the Pleistocene.

Keywords:
Quaternary
Mammals
Pleistocene
Santa Fe

INTRODUCCIÓN

La fauna de vertebrados del Cuaternario es muy representativa entre los diferentes ambientes sedimentarios del sector austral de América del Sur (Argentina, Bolivia, Brasil, Paraguay, Uruguay, Chile, Perú) con un gran número de especies que se registran durante el Pleistoceno al Holoceno temprano (Núñez *et al.*, 1994; Pujos, 2002; Noriega *et al.*, 2003; Martínez, 2004; Ubilla, 2004; Ubilla *et al.*, 2009; Labarca y López, 2006; Kerber y Oliverira, 2008; Ferrero, 2009; Ferrero y Noriega, 2009; Oliveira y Kerber, 2009; Oliveira y Pereira, 2009; Pereira Lopes y Buchmann, 2010; Corrêa Pereira *et al.*, 2012; Ríos Díaz *et al.*, 2014; Ubilla y Martínez, 2016). A pesar de esto, los hallazgos en Argentina desde un principio estuvieron circunscriptos hacia los depósitos fosilíferos de la ‘Región Pampeana’ que comprendían el territorio de la provincia de Buenos Aires (Ameghino, 1889, 1891, 1908; Burmeister, 1864; Tonni, 1985, 2009a-b; Pascual *et al.*, 1966; Tonni y Cione, 1995; Bond, 1999; Cione y Tonni, 1999, 2005; Tonni *et al.*, 1985, 1988, 1992, 1999, 2009; Verzi *et al.*, 2004; Soibelzon *et al.*, 2008, 2009, 2010; Cione *et al.*, 2015).

Particularmente para la provincia de Santa Fe, los fósiles conocidos se limitaban a antiguas citas o incluso esporádicos hallazgos que en ciertas circunstancias eran contemplados como ejemplos aislados de estudios sistemáticos de las especies registradas para el Pleistoceno de América del Sur (e.g., Frenguelli, 1920, 1936; Kraglievich, 1931; Rusconi, 1931; Castellanos, 1945; Bargo y Deschamps, 1996; Bargo, 2001). No obstante, el conocimiento paleontológico sobre el Pleistoceno de Santa Fe ha sido incrementado en los últimos tiempos como consecuencia de la intensificación de los estudios taxonómicos al analizar ejemplares de antiguas colecciones junto a importantes hallazgos nuevos procedentes de la prospección y recolección de fósiles en campo junto al estudio de las distintas unidades geológicas de la provincia (e.g., Iriondo y Kröhling, 1995; Kröhling, 1999a; Iriondo y Kröhling, 2009; Vezzosi *et al*., 2009; Brunetto *et al*., 2010; Iriondo, 2010; Gasparini *et al*., 2011; Vezzosi, 2011, 2016; Brandoni y McDonald, 2015). Asimismo, estos avances sumados a otros (Vezzosi, 2007, 2015; Ferrero y Vezzosi, 2013; Góis *et al*., 2015; Vezzosi *et al*. 2017) empezaron a incrementar sustancialmente el registro paleontológico de los taxones de mamíferos que fueran conocidos primeramente en otras regiones de América del Sur.

La siguiente contribución constituye una primera actualización a modo de reseña sobre el registro de vertebrados reportado para el Pleistoceno de la provincia de Santa Fe, con hincapié en los mamíferos. Los nuevos aportes taxonómicos sintetizados a continuación, junto a estudios geológicos y litoestratigráficos en curso, permitirán avanzar en la elaboración y ajuste de las hipótesis cronoestratigráficas, paleobiogeográficas y paleoclimáticas previas para el Pleistoceno del sector que comprende el sistema de mega-abanicos del Chaco austral, la Pampa Norte del centro sur de Santa Fe y la Pampa Sur al sur de la Provincia (Iriondo, 2010).

MARCO GEOMORFOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO

La provincia de Santa Fe se encuentra ubicada en el centro y Este de Argentina (28º a 34º S – 58º a 60º O). El límite oriental se encuentra conformado por el Sistema Fluvial del río Paraná. Presenta una superficie de 133.007 km^2.

Conjuntamente con otras provincias integra cuatro unidades geomorfológicas definidas como regiones naturales desde el punto de vista estratigráfico (Iriondo, 2010):

Chaco.— Constituye una serie de mega–abanicos originados en las montañas del oeste y desarrollados bajo climas principalmente semiáridos. En el sector oriental de estos mega-abanicos se desarrollan amplios humedales bajo condiciones húmedas (Figura 1). Presenta una extensión muy amplia en Bolivia y Paraguay. La provincia de Santa Fe comprende la región que Iriondo (2010) denomina Chaco austral.

Faja Costera.— Región modelada por el Océano Atlántico Sur durante el Cuaternario (Iriondo, 2010). Se inicia en Rosario y termina en el Banco Burwood, al este de Tierra del Fuego. Se encuentra caracterizada por oscilaciones del nivel del

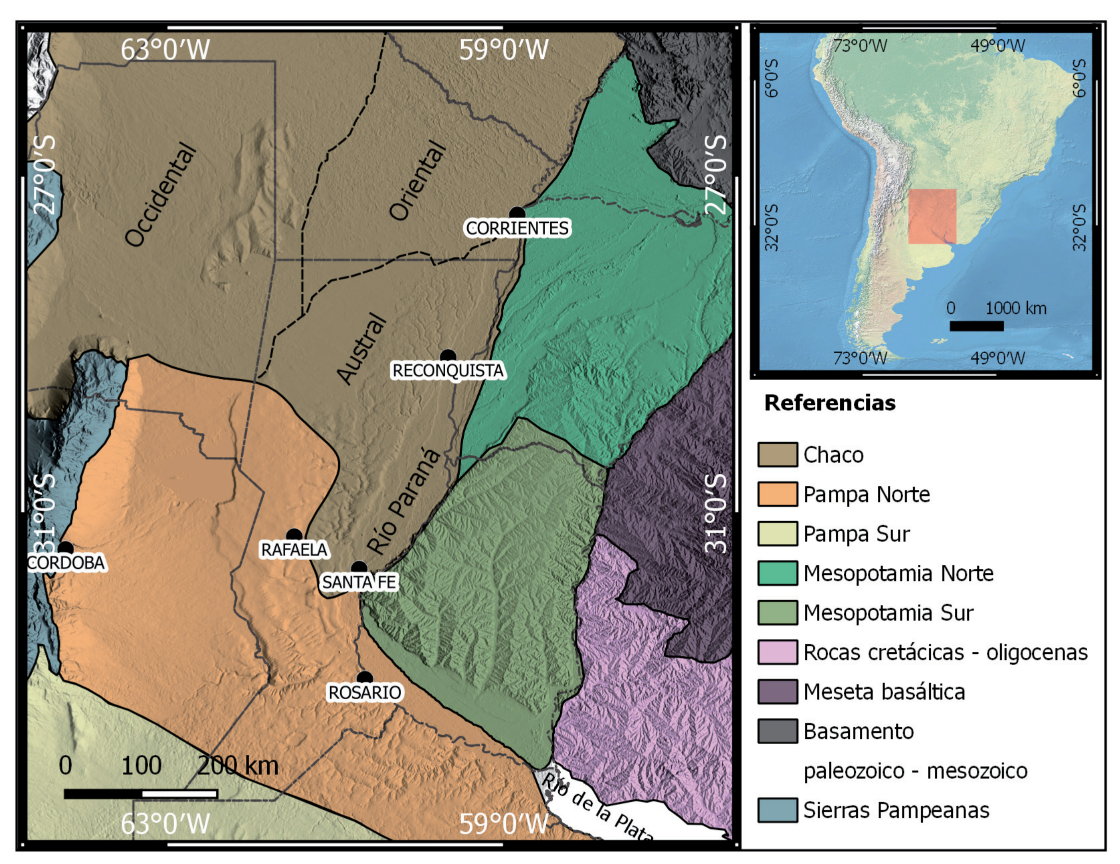


Figura 1. Regiones geomorfológicas de Argentina (*sensu* Iriondo, 2010), presentes en la provincia de Santa Fe, de las cuales proceden los registros fósiles.

mar y geoformas litorales que permiten el surgimiento y desaparición de islas en el río Paraná.

Pampa Norte.— Forma parte de la llanura eólica del centro de Argentina. Se encuentra caracterizada por una secuencia loess/suelos hidromórficos (paleosuelos), depósitos de humedales y fluviales establecidos durante el Cuaternario superior (Figura 1). Los sedimentos presentes provienen de la Patagonia, los *Andes Centrales* y de las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis.

Pampa Sur.— Compone la mitad sur de la llanura eólica del centro de Argentina (Figura 1). Se caracteriza por presentar un desierto de dunas eólicas (Mar de Arenas Pampeano *sensu* Iriondo y Kröhling, 1995) y una faja de *loess* hacia el norte (Faja Periférica de Loess *sensu* Iriondo y Kröhling, 1995). Los sedimentos originarios provienen de los Andes Centrales y la Patagonia, mezclados con cenizas de acción volcánica retrabajadas por el viento.

Estas últimas dos regiones comprenden parte de lo que tradicionalmente se denominaba Región Pampeana de Argentina.

Desde el punto de vista geológico forma parte de la Llanura Chaco-Pampeana (Ramos, 1999) que muestra un amplio desarrollo de la transgresión paranaense

durante Mioceno medio-tardío. El subsuelo está formado por varias cuencas sedimentarias, entre las cuales se destaca en importancia la Chaco-paranaense. Esta cuenca registra una historia compleja desde el Paleozoico inferior, culminando con la sedimentación cenozoica, relacionada a depósitos distales de cuencas de antepaís controlados por sistemas fluviales y aluviales efímeros (Ramos, 1999). En superficie la secuencia estratigráfica para Santa Fe es referida al Cuaternario superior y aflora en distintos ambientes sedimentarios de las cuatro regiones previamente mencionadas. Los materiales fósiles que forman parte del presente estudio proceden del Chaco austral, Pampa Norte y Pampa Sur. En estas regiones se han reconocido distintas formaciones geológicas fosilíferas: 1) Formación Rosario (Iriondo, 2010) representativa del Pleistoceno inferior, 2) Formación Puerto San Martín, Formación Timbúes y Formación Carcarañá que afloran en ríos y arroyos del SE (Iriondo, 1987; Kröhling, 1999a; Iriondo y Kröhling, 2009). Esta sucesión forma la terraza más alta y constituye el relleno de los valles fluviales del río Carcarañá y la margen occidental del Río Paraná, desde el Pleistoceno Medio tardío, 3) La Formación Tezanos Pinto (Iriondo, 1980, 1987; Iriondo y Kröhling, 1995; Kröhling, 1999a–b; Kröhling *et al.*, 2010) se extiende ampliamente desde el centro-Norte al Sureste de Santa Fe como un manto que cubre la topografía anterior y aflora principalmente en los actuales interfluvios. 4) La Formación San Guillermo que corona la secuencia estratigráfica de los interfluvios (Iriondo, 1987; Iriondo y Kröhling, 1995).

La secuencia estratigráfica aflorante sobre las barrancas del río Paraná se inicia con los estratos más antiguos reconocidos en el área de la provincia de Santa Fe durante el Cuaternario (Frenguelli, 1926; Castellanos, 1943). Estos depósitos corresponden a la Fm. Rosario a la que se le asignó una edad Pleistoceno inferior (Iriondo, 2010).

Formación Rosario (Iriondo 1987, 1994).— Aflora en la sección alta sobre las barrancas de la margen derecha del río Paraná, desde Granadero Baigorria hasta Baradero en el Norte de Buenos Aires. Constituye los interfluvios de los arroyos tributarios al río Paraná. El perfil característico se encuentra cerca de la ciudad de Rosario (32°51’43.71”S; 60°41’30.73”O). Sobre los niveles superiores de la Formación Rosario, sobreyace la Formación Carcarañá (Iriondo, 2010; figura 10.4) en discordancia erosiva. En el tope de la columna aparece el loess de la Formación Tezanos Pinto. La asociación de facies de la Formación Rosario está constituida por facies fluviales de baja energía, facies palustres y facies de limos eólicos pedogenizados. Sobre la base de la evidencia paleontológica, constituye el clásico ‘*ensenadense*’ determinado por Frenguelli (1926) y Castellanos (1943) (Iriondo, 1995; 2010). Compone el cuerpo principal de la Pampa Norte ubicado hacia el Norte de la depresión del Salado del Sur. Es una unidad litoestratigráfica que sobreyace en discontinuidad erosiva los depósitos miocénicos de la Formación Paraná y de las secuencias terciarias de la Formación Ituzaingó, presentes en el subsuelo de Santa Fe. Presenta un espesor comprendido entre los 12 a 100 m, aumentando su gradiente de este a oeste, en el noreste de Buenos Aires (Iriondo, 1987; 2010). Sedimentológicamente, se compone por limos arcillosos y arenosos endurecidos, de coloración parda y verde con numerosos tipos de concreciones de CO_3Ca en estratos gruesos a muy gruesos. Son

frecuentes las estructuras poliédricas y los poros cubiertos por membranas de manganeso (Mn) y óxidos de hierro (FeO). Se encuentra constituida por una sucesión de estratos eólicos loessoides, irregularmente interestratificados con limos verdes, caracterizados por poros y pátinas, interpretados como unidades palustres. En base a un análisis paleomagnético en un perfil estratigráfico efectuado en la localidad de Baradero (Nabel *et al.*, 1993), el límite Brunhes-Matuyama (0.7 Ma A.P.) fue situado en la sección alta de la Formación Ensenada (UIII *sensu* Nabel *et al.*, 1993), unidad litoestratigráfica que Iriondo (1995) considera correlacionable con la sección superior de la Formación Rosario (véase Iriondo, 1995; figura 16.1). Esta última, representa una unidad con frecuentes inconformidades intraformacionales, atravesando niveles arenosos en perforaciones efectuadas en distintas localidades santafecinas (Iriondo, 2010). La fracción limo en la Formación Rosario posee una alta relación cuarzo/feldespato variando de 1.97 a 6 en distintos estratos. Presenta minerales arcillosos, predominando la montmorillonita sobre la illita (Iriondo, 1995). Climáticamente, Iriondo (2010) sugiere para esta unidad litológica condiciones variables dentro del rango húmedo-semiárido a lo largo de su sedimentación, alternando condiciones climáticas patagónicas (presencia de lentes loéssicos) con chaqueñas (extensos depósitos palustres) similares a las actualmente presentes. La antigüedad estimada para los niveles de la Fm. Rosario comprenderían un rango entre el Pleistoceno inferior a medio (Iriondo, 1995; 2010). Es necesario un análisis sedimentológico, paleomagnético y geológico integrando las unidades liotestratigráficas presentes en la margen derecha del río Paraná, entre las localidades de Rosario (Santa Fe) y Buenos Aires (i.e. Fm. Buenos Aires, Fm. Ensenada, Fm. Rosario), con el fin de establecer una mejor interpretación de las observaciones cronoestratigráficas precedentes.

Una sección estratigráfica representativa del Pleistoceno medio tardío–tardío del SE de la provincia de Santa Fe aflora en las barrancas del Paraná entre Gaboto y San Lorenzo (Iriondo y Kröhling, 2009; Vezzosi, 2015). Las principales unidades identificadas hasta el momento son:

Formación Ituzaingó.— En la base se observan arenas bien seleccionadas con alto contenido de cuarzo y de minerales secundarios de Fe. Posee estructuración en estratos cruzados planares de bajo ángulo, evidenciando la acción que generó formas de lecho fluvial. Por sus características sedimentológicas y posición estratigráfica, estos depósitos pueden correlacionarse con la *Formación Ituzaingó* definida y descripta en la Provincia de Corrientes (De Alba, 1953; Jalfin, 1988).

Formación Puerto San Martín (Iriondo, 1987).— Esta unidad se presenta prácticamente continua, depositada en forma de fajas intermitentes, en la base de los afloramientos a lo largo de la barranca derecha del río Paraná, desde la desembocadura del Río Coronda a la altura de la ciudad de Puerto Gaboto, hasta la ciudad de San Lorenzo (Vezzosi, 2015). Los espesores varían entre 4 a 10 m de potencia (Iriondo, 1987; Iriondo y Kröhling, 2009). Iriondo (1987) describe el perfil tipo de la unidad en la bajada de lanchas de Puerto San Martín. La Formación Puerto San Martín constituye un depósito complejo de limos arcillosos, organizado en estratos gruesos a muy gruesos con contactos pobremente definidos (Iriondo, 1987; Irion-

do y Kröhling, 2009). Iriondo (1987) y recientemente Iriondo y Kröhling (2009), interpretan esta unidad como una secuencia de sedimentos aluvionales depositados en fajas intermitentes por el río Carcarañá con sedimentos eólicos retransportados. Por ello dominan los ambientes pantanosos alternando con facies eólicas (loess). No se conocen dataciones provenientes de esta unidad la cual ha sido asignada tentativamente al Pleistoceno medio-superior, por su posición estratigráfica relativa (Iriondo, 2010).

Formación Timbúes (Kröhling, 1998; Iriondo y Kröhling, 2009).— Se compone de arena muy fina a fina limosa, de coloración naranja opaco (7.5 YR 7/4), con importante proporción de minerales micáceos (5–20%). Se organiza en estratos gruesos a muy gruesos con laminación interna y forma lenticular a tabular. El contacto entre estratos es concordante con erosión irregular (Kröhling, 1998). Presenta numerosas estructuras de deformación con segregaciones de manganeso, moldes de raíces rellenas por arena y moldes de hojas cubiertas por películas de manganeso. Las variaciones del nivel freático generan una red de planos horizontales con concreciones de CO_3Ca y crotovinas de perfil elíptico (Iriondo y Kröhling, 2009). Dichos autores reconocen niveles aflorantes de esta unidad, en secciones de la margen derecha de los ríos Coronda y Paraná, con espesores variables entre 5 a 6.5 m y extensión lateral de 10 m. Sus atributos sedimentológicos y mineralógicos permiten inferir un origen fluvial. Por lo tanto interpretan que esta unidad representa un depósito antiguo generado por el río Carcarañá, cuya desembocadura en el río Paraná a cambiado su posición durante el Pleistoceno (Iriondo y Kröhling, 2009; Iriondo, 2010).

Hacia el Oeste de la provincia de Santa Fe existen otras unidades litoestratigráficas, representativas del Pleistoceno medio-tardío, las cuales se describen a continuación:

Formación Palo Negro (Brunetto *et al.*, 2010; 2016).— Es una unidad que aflora a lo largo de una cantera localizada en el talud de la falla Tostado-Selva (29°30’33”S; 62°15’6”O), a 2 km hacia el NO del paraje Palo Negro (Santiago del Estero). Este sitio constituye el perfil tipo de 3.15 m de altura en la pared de la cantera. En la base aflora la Formación Palo Negro con un espesor de 1.50 m. La característica más conspicua de este depósito basal es la presencia de estructuras en capas de pocos centímetros (Brunetto, 2008), compuestas por niveles silicoclásticos de limos y arcillas que alternan con capas formadas por placas horizontales de carbonatos. Son abundantes las concreciones de óxidos de hierro dispersas en todo el sedimento el cual muestra un grado importante de bioturbación, que se manifiesta por la presencia de rizoconcreciones frecuentes. Los depósitos secundarios horizontales de carbonatos rellenan los planos de debilidad generados por la estructuración primaria formada por la estratificación de limos y arcillas (Brunetto *et al.*, 2010). También fueron reconocidos algunos moldes de conchillas milimétricas de gasterópodos (Brunetto, 2008). Estos sedimentos fueron interpretados como depósitos de lagunas temporarias afectados por procesos post-depositacionales. Éstos indican oscilaciones climáticas caracterizadas por pulsos húmedos (pedogénesis y segrega-

ciones de Fe) y pulsos secos (precipitación de carbonatos) (Brunetto, 2008). Sobre el cuerpo litológico anterior sobreyacen niveles de loess típicos de la Formación Tezanos Pinto y la Formación San Guillermo, apoyados en discordancia erosiva.

Datos geocronológicos obtenidos en la parte superior de la Fm. Palo Negro (dataciones OSL) muestran edades de 64.280 ±4.860 años A.P y 67.440 ±5.070 años A.P. (Brunetto *et al*., 2010; Iriondo, 2010), correspondiente al EIO3, o tentativamente en la transición entre EIO4–EIO3. Nuevas interpretaciones basadas en datos geocronológicos disponibles en el oeste de Santa Fe, permitieron interpretar que esta unidad comenzó a depositarse desde fines del Pleistoceno medio y probablemente su máximo desarrollo ocurrió durante el EIO5 (Brunetto *et al*. 2016).

Formación Carcarañá (Kröhling, 1999a).— Esta unidad litoestratigráfica está compuesta por tres facies diferentes: eólica, palustre y aluvial. La facies eólica es la principal y comprende sedimentos arenosos finos a limosos de color pardo rojizo (5YR 5/6), con arcillas raramente presentes. Representa la disipación del campo de dunas del Mar de Arena Pampeano (Iriondo y Kröhling, 1995; Kröhling, 1999a). La edad de esta formación es Pleistoceno tardío (EIO3) (Kröhling, 1999b), inferida a partir de tres dataciones obtenidas por método TL. Una de ellas realizada en el medio de la sección tipo (cuenca del Carcarañá) registra una edad de 52.31 ±1.2 ka A.P. Las otras dos, obtenidas a partir de muestras en las cercanías de la Laguna Mar Chiquita, aportan una edad de 45.61 ±1.9 ka A.P., en su sección media. En el área de Lucio López la Formación Carcarañá alcanza un espesor aflorante máximo de 5.5 m, y sobre ella sobreyace en discordancia erosiva la Formación Tezanos Pinto en los interfluvios, y la Fm. Lucio López en los principales valles fluviales de la zona. Una sección representativa de la formación aflora en las barrancas del río Cañada de Gómez, próximo al río Carcarañá (Kröhling, 1999a; Iriondo y Kröhling, 2009). Kröhling y Orfeo (2002) en una cantera situada próxima a la ciudad de Carcarañá (32°50'S; 61°10'O, 50 m.s.n.m.) reconocen en la base de los perfiles expuestos, de 100 m de extensión por 10 m de potencia, la sección superior de la Formación Carcarañá con espesores variables sin que pueda apreciarse la base de la unidad.

Formación Tezanos Pinto (Iriondo, 1980).— Es una unidad compuesta por limos eólicos, cubriendo en forma de manto continuo formaciones más antiguas del Cuaternario. Los espesores varían entre 2 y 8 metros. En el sur de Santa Fe, los limos masivos se apoyan en discordancia sobre la Formación Carcarañá (Kröhling, 1999a). En el centro-norte de Santa Fe, se apoyan sobre la Formación Palo Negro (Brunetto *et al*., 2010, 2016). En general, el techo de la formación está cubierto por los limos eólicos de la Formación San Guillermo, apoyados en discordancia erosiva. A pesar de la homogeneidad del sedimento, pudieron reconocerse diferentes facies sedimentarias (Iriondo, 1987; Iriondo y Manavella, 1990). Asimismo, en la cantera de Tortugas como en numerosos puntos de la Pampa Norte (e.g., área Mar Chiquita, provincia de Córdoba, Kröhling e Iriondo, 1999; Carcarañá, Kröhling, 1999a; Tortugas; Kemp *et al*., 2004; Monte Vera, Ramonell 2005; Las Palmeras-Suardi, Brunetto, 2008) se ha individualizado una discontinuidad erosiva en el seno de la formación, distinguiéndose claramente dos cuerpos sedimentarios bien defini-

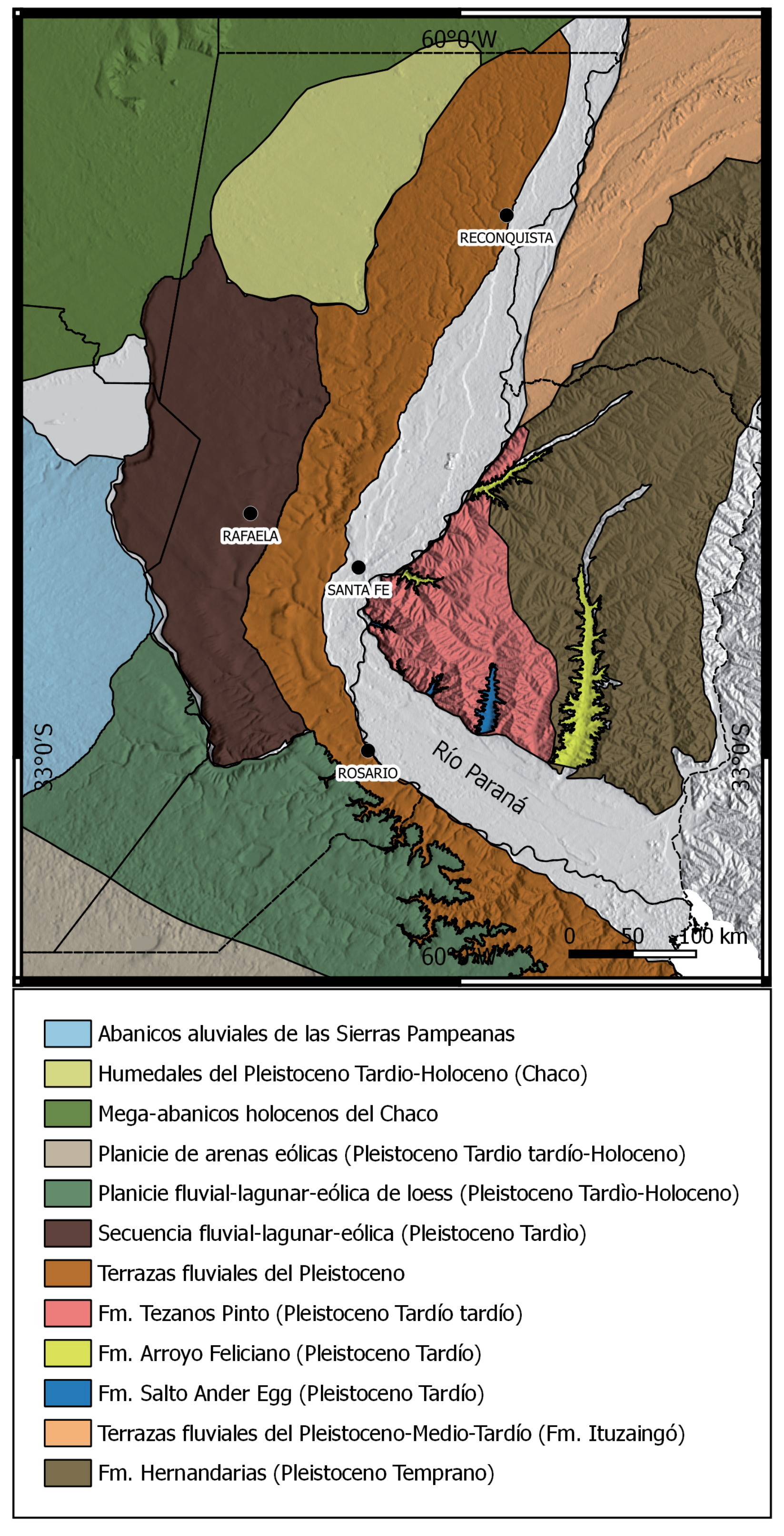


Figura 2. Distribución de unidades estratigráficas del Pleistoceno–Holoceno del Centro de Argentina. La unidad humedales de Pleistoceno Tardío-Holoceno del Chaco corresponde a los bajos Submeridionales e incluye la Formación Fortín Tres Pozos. La secuencia fluvial-lagunar-eólica del Pleistoceno tardío incluye las formaciones Palo Negro, Carcarañá y Tezanos Pinto. Las terrazas fluviales del Pleistoceno incluyen la Formación Rosario, unidades informales Arroyo Frías y Pueblo Esther y las formaciones Ituzaingó, Puerto San Martín, Timbúes, Carcarañá y Tezanos Pinto.

dos (miembros *sensu* Kröhling e Iriondo, 1999; Kröhling y Orfeo, 2002). Dichos miembros están separados por una superficie paleotopográfica representada por un horizonte B de un paleosuelo, el cual fue datado cerca de los 16 ka A.P. (Iriondo y Kröhling, 1995). El miembro inferior, representa una facies constituida por limo grueso de color castaño oscuro con presencia de nódulos y estructuras de bloques subangulares, moderadamente firmes. Tiene alto contenido de carbonato de calcio (~10%) y mayor proporción de óxidos de hierro (Brunetto, 2008). Forma cuerpos lentiformes que se intercalan con limos masivos de una facies eólica. Esta unidad fue interpretada como relleno de lagunas someras, pantanos, cañadas y pequeños valles (Iriondo y Kröhling, 1995) y acumulada por transporte hídrico de baja energía. La facies correspondiente al miembro inferior es un loess de 2 a 3 metros de espesor, que fue acumulado en zonas de drenaje ineficiente, con presencia de pantanos no permanentes que pasaron por períodos de exposición subaérea. El miembro superior, separado por la discontinuidad intraformacional, presenta de 2 a 4 metros de espesor y corresponde al típico loess pampeano friable, masivo y poco calcáreo, depositado en ambiente subaéreo (Kröhling y Orfeo, 2002; Kemp et. al. 2004). El miembro superior es un limo masivo, friable, pulverulento y de estructura migajosa, que forma bloques angulares medios a gruesos. Mineralógicamente está compuesto por cuarzo, plagioclasa y vidrio volcánico. Presenta un color pardo brillante en húmedo (7.5 YR 5/6) y pardo anaranjado mate en seco (7.5 YR 7/3), y muestra un bajo contenido de arcilla y de arena (Iriondo y Kröhling, 1995). En general, tiene carbonato de calcio diseminado en la masa del sedimento. El sedimento forma taludes verticales característicos. Esta facies ha sido interpretada como el loess típico de la Pampa Norte (Iriondo, 1987; Iriondo y Kröhling, 1995). El depósito del miembro superior ha sido atribuido a la acción eólica en condiciones climáticas áridas a semiáridas, y su edad referida al Pleistoceno tardío tardío (EIO2). De acuerdo a edades de termoluminiscencia TL, el miembro inferior se depositó entre 36 ka y 16 ka A.P. y el miembro superior entre 14 ka y 8 ka A.P. (Kröhling, 1999a–b). La Fm. Tezanos Pinto es una de las unidades litológicas con mayor distribución areal en el territorio santafecino.

Un nivel de "Suelo enterrado" ("buried soil"; Kröhling, 1999a) = "suelo hypsitermal" (Iriondo y Kröhling, 1995; Kröhling e Iriondo, 2003), corresponde a los sedimentos limosos del techo del miembro superior de la Formación Tezanos Pinto (Iriondo y Kröhling, 1995). Está representado en el área por un suelo hidromórfico Bt clasificado como Argillisol. En algunos sitios, el mismo corresponde a un pedocomplejo (Kröhling y Orfeo, 2002). La pedogénesis en el techo del loess ha ocurrido durante el Período Húmedo Hypsitermal o Período Climático Óptimo del Holoceno medio entre 8 ka y 3.5 ka A.P. (Iriondo y Kröhling, 1995; Kröhling, 1998a–b), presentando en áreas de interfluvios una secuencia de horizontes de tipo A–Bt–C. Posteriormente, el suelo aparece truncado por erosión durante el Período Seco del Holoceno tardío entre 3.5 ka a 1.4 ka A.P. (Kröhling, 1998). En la mayor parte de los sitios, el horizonte A ha sido erodado exponiendo en superficie el horizonte B (Kröhling y Orfeo, 2002).

Formación Fortín Tres Pozos (Iriondo, 2007).— Es la principal unidad estratigráfica registrada en el Norte de la provincia de Santa Fe, representativa de la región del Chaco austral. La Formación Fortín Tres Pozos es un depósito palustre que forma el relleno de la parte central del Chaco santafesino (Chaco austral), es decir en la mitad oriental del Departamento 9 de Julio y el sector oeste del Departamento Vera en la provincia de Santa Fe. Se encuentra en todo el lóbulo de derrame del Bermejo y en el Sistema Geomorfológico del Salado (Iriondo, 2007). Tiene un espesor de 15 a 25 metros, coloración gris verdoso a marrón grisáceo en perforaciones y marrón claro en afloramientos. Presenta granulometría limo arcillosa con perfil grano-decreciente hacia arriba. Está formada por tres miembros de espesores similares. El inferior, está compuesto por limo grueso y limo fino en porcentajes similares, seguidos por arcilla y coloides, en ese orden de abundancia. El miembro medio, presenta predominio de limo fino, con proporciones similares de limo fino y arcilla subordinadas. El miembro superior, contiene más de 60 % de arcilla, seguido por limo fino y coloides, con escaso limo grueso (Iriondo, 2007). Es notable el porcentaje de coloides en todo el perfil (16 % de todo el sedimento en la mayor parte de la columna (Iriondo, 2007). Esta unidad geológica aparece en la ruta provincial Nº 13, al norte de la estancia 'El Triunfo' (28°50'S; 61°O, Dpto. 9 de Julio) y en el cruce de las rutas provinciales Nº 13 y Nº 30 (28°5'59"S; 60°44'53"O; Vezzosi, 2015). Este perfil se extiende con características similares a lo largo de 50 kilómetros hacia el este, hasta alcanzar el límite de los Bajos Submeridionales (Iriondo, 2007; fig. 23:131). El perfil tipo de la Formación Fortín Tres Pozos se encuentra ubicado en el paraje homónimo, en la zona central de los Bajos Submeridionales (29°05'S; 61°15'O), 55 kilómetros al este de la ciudad de Tostado en Santa Fe. En ese lugar la unidad no aflora en superficie pero ha sido atravesada en todo su espesor, alcanzando parte de la Formación Ituzaingó (Iriondo, 2010). La edad de la Formación Fortín Tres Pozos, ha sido propuesta por Iriondo (2007) por su posición estratigráfica relativa y mediante correlación con tres unidades geológicas pampeanas loéssicas del oeste de Santa Fe (i.e., Fm Tezanos Pinto, unidades informales Loess A y Loess B; Kröhling e Iriondo, 2003). Según Iriondo (2010), cada uno de los tres miembros de la formación correlacionaría con una de aquellas unidades. Iriondo (2010) asigna la Formación Fortín Tres Pozos al Pleistoceno tardío. En base a este razonamiento, la depresión de Los Bajos Submeridionales estuvo presente durante casi todo el Pleistoceno superior hasta la actualidad, y la sedimentación de la Formación Fortín Tres Pozos abarcaría, según Iriondo (2007), desde aproximadamente 100.000 años hasta 8.500 años antes del presente. Dataciones recientes, mediante técnicas de termoluminiscencia OSL (UIC2108BL; University of Illinois, Chicago, USA), efectuadas a aproximadamente un tercio de altura desde la base de la formación señalan una edad de 58.16 ±4.39 ka A.P. (Zurita *et al*., 2009), que se ubica en la etapa inicial del EIO3. Sobreyace a esta unidad un depósito moderno denominado informalmente "sedimentos palustres superficiales" (Iriondo, 2007).

Los registros fósiles de mamíferos reconocidos hasta el momento en las unidades formacionales aquí mencionadas y otros niveles no definidos formalmente pero que cuentan con algunos datos geocronológicos (unidades informales Arroyo Frías y Puerto Esther, en: Vezzosi, 2015), son referibles al lapso temporal compren-

dido entre el Pleistoceno Medio tardío e inicios del Holoceno (ca. 200 ka – 8 ka AP; Ioniano–Tarantiano; Cohen y Gibbard, 2011; Vezzosi, 2015). Estas unidades estratigráficas son representativas de períodos cálidos y húmedos relacionados con los ciclos interglaciales EIO7, EIO5 y el interestadial EIO3. Contrariamente, las faunas provenientes de la Fm. Tezanos Pinto corresponderían con una transición desde el interestadial EIO3 al Último Máximo Glacial (UMG) en el EIO2, con una edad comprendida entre los 36 y 8 ka A.P, y serían representativas de climas más secos y fríos.

CONSIDERACIONES PALEONTOLÓGICAS

La mayoría de los taxones registrados son mamíferos y en menor medida se han reportado restos fósiles de aves, peces y reptiles (de la Fuente, 1997, 2005; Brandoni y McDonald, 2015; Góis *et al*., 2015; Vallone, 2015; Vezzosi, 2015); aunque muchos de ellos aún inéditos. Asimismo, existen escasos reportes de flora atribuidos al Pleistoceno de la provincia (Franco *et al*., 2016).

Entre las aves, se ha mencionado únicamente la presencia de especies cursoriales (Rheidae) y en menor medida acuáticas (Phalacrocoracidae) para el Pleistoceno tardío del Chaco austral (Vezzosi, 2015). Mientras que los reptiles incluyen solamente especies de tortugas criptodiras de las familias Testudinidae y Emydidae, junto a modestas menciones entre las pleurodiras Chelidae (de la Fuente, 1997); todas procedentes del Pleistoceno tardío de la Pampa Norte.

Para el caso de los Peces, la sistemática ha permitido reconocer al momento cinco taxones de tres familias de bagres con representantes vivientes: Doradidae (*Pterodoras granulosus*), Pimelodidae (*Pimelodus maculatus*, *Pimelodus albicans*, *Parapimelodus valenciennis*) y Loricariidae (*Hypostomus* sp., Vallone, 2015; Vallone *et al*. 2017). Estos registros, junto a las aves y reptiles recientemente recuperados proceden de terrazas fluviales del Chaco austral atribuibles al Pleistoceno tardío (Vezzosi, 2015), hasta tanto se realicen correlaciones geológicas más detalladas.

Es para destacar el interesante aporte de los mamíferos, que documenta una importante riqueza y diversidad taxonómica de linajes extintos y algunas formas vivientes dentro del registro fósil (Brandoni y McDonald, 2015; Góis *et al*., 2015; Vezzosi, 2015). Entre los primeros, la ocurrencia de xenartros cingulados y roedores es más destacada que los restantes grupos de megamamíferos nativos. No obstante, también es notable la ocurrencia de taxones pleistocénicos procedentes de regiones holárticas (e.g., Gomphotheriidae, Equidae, Camelidae) que componen la megafauna de América del Sur. Contrariamente, los marsupiales se hallan representados por un único hallazgo de comadrejas didélfidos para el Pleistoceno tardío del Chaco austral.

A continuación se detallan los grupos taxonómicos identificados hasta el momento según las nuevas actualizaciones sistemáticas (véase, Vezzosi, 2015 y bibliografía allí mencionada), haciendo referencia a especies representantes de la megafauna sudamericana y algunos taxones vivientes con presencia documentada en el registro fósil de Santa Fe. Sin embargo en la siguiente reseña quedan excluidos los taxones

identificados en el orden Rodentia dado el gran número de registros hallados que supera ampliamente el reportado aquí, siendo motivo de futuras comunicaciones.

Marsupialia

Didelphidae (*Didelphis* sp.).

Comentarios.— En líneas generales, fósiles de marsupiales de la Tribu Didelphini provienen en buena parte de yacimientos del centro de Argentina con una importante merma específica hacia el Plio-Pleistoceno (Goin, 1991, 1995), aunque las formas adaptadas a condiciones más frías y secas se documentan durante el Pleistoceno tardío en la Pampa Sur de Buenos Aires (*Lestodelphis halli*; Prado *et al*., 1985; Martinelli *et al*., 2013; Formoso *et al*., 2015). Contrariamente, la presencia de *Didelphis albiventris* en toda la región Pampeana debe ser indicada solo para el Holoceno *sensu lato*, dado que algunas formas fósiles del género (*D. crucialis*, *D. reigi*) muestran una ocurrencia más temprana en el registro (Plioceno tardío–Pleistoceno temprano; Goin, 1991, 1995; y bibliografía allí citada) que debe ser confirmada. Para el Pleistoceno tardío de Santa Fe (área de mega-abanicos del Chaco austral; Iriondo, 2010) los didélfidos representados corresponderían con formas generalizadas de *Didelphis* pero muy a fin con adaptaciones hacia hábitos arborícolas (Vezzosi, 2015; Vezzosi *et al*. 2017).

Xenarthra. Cingulata

Dasypodidae (*Propraopus* sp., *Eutatus seguini*); Pampatheriidae (*Holmesina* sp., *Pampatherium typum*, *Tonnicinctus mirus*); Chlamyphoriidae (*Glyptodon clavipes*, *G. reticulatus*, *Glyptodon* cf. *G. munizi*, *Neosclerocalyptus* sp., *Lomaphorus* sp., *Doedicurus clavicaudatus*, *Neuryurus rudis*, *Panochthus tuberculatus*) (Figura 3).

Comentarios.— El reporte previo de *Neosclerocalyptus* refiere solamente dos especies dentro del Pleistoceno de Santa Fe con edades convencionales 'bonaerense' y 'lujanense' (respectivamente, *Neosclerocalyptus ornatus* y *N. paskoensis*; Zurita, 2007; Zurita *et al*., 2009). Sin embargo, tales ocurrencias carecen de un control estratigráfico de manera tal que las aproximaciones cronoestratigráficas / geocronológicas no resultan precisas. De acuerdo con la sistemática vigente (Zurita, 2007; Fernicola *et al*., 2012; Zurita *et al*., 2011a–b), la totalidad de los registros estudiados corresponden a un único morfotipo de *Neosclerocalyptus*. Esto se debe a que las morfologías diagnósticas utilizadas principalmente a nivel craneal para distinguir cada taxón no se reconocen en la totalidad de los ejemplares santafecinos estudiados por estar en algunos casos reconstruidas y en otros ausentes (Vezzosi, 2015: 85). De modo tal que una asignación taxonómica específica no es soportada debido a que las restantes morfologías testeadas pueden hallarse en más de una especie taxonómicamente válida (véase, Zurita, 2007). Similarmente, aquellos ejemplares referidos a *Boreostracon*

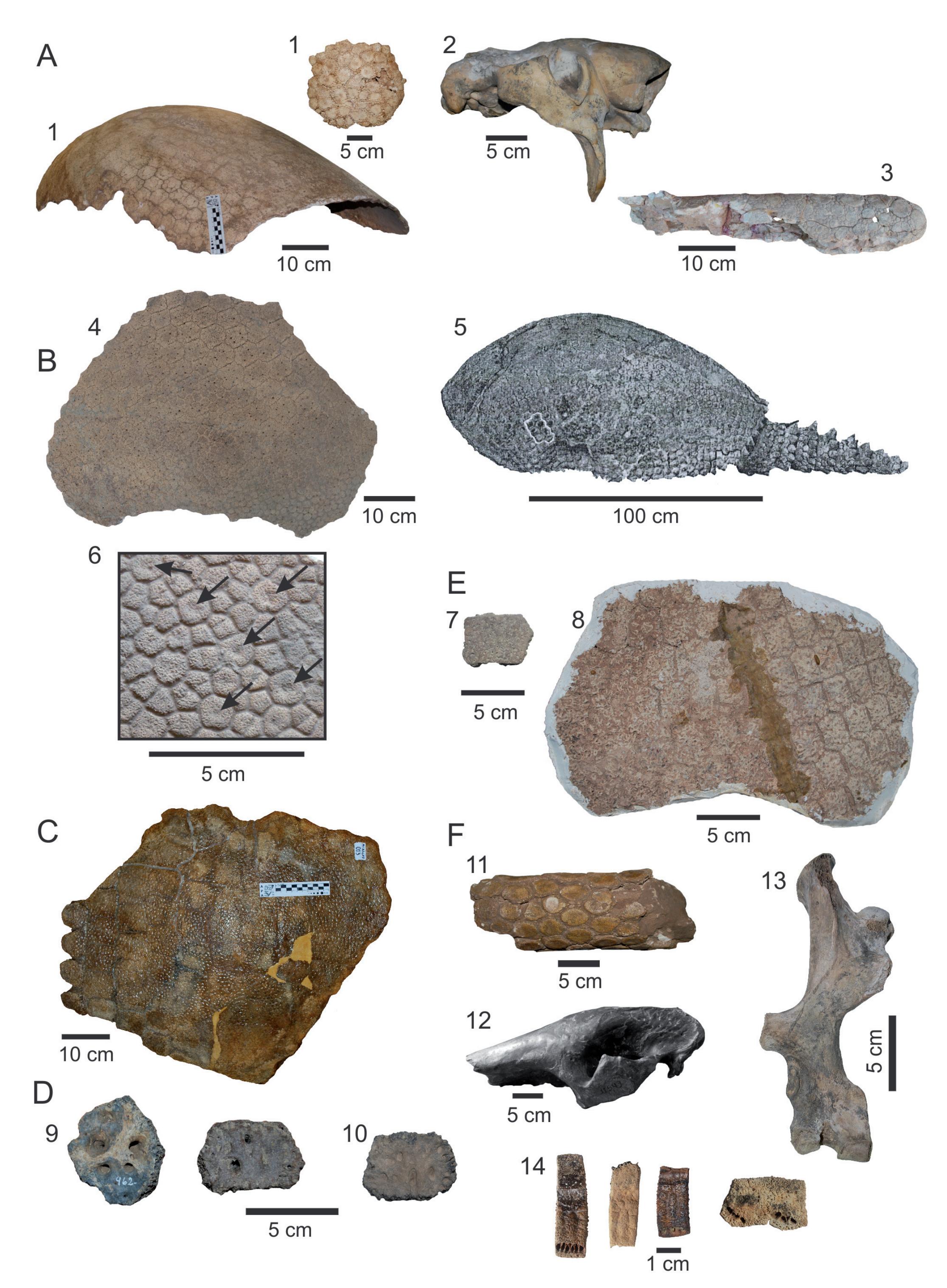


Figura 3. Registros de Cingulata del Pleistoceno de Santa Fe. A) Restos de *Neosclerocalyptus* sp.: 1. Área dorso-caudal de una coraza asociada a casco cefálico, 2. Cráneo, 3. Tubo caudal. B) Restos de *Glyptodon*: 4. Fragmento latero-dorsal de una coraza, 5. Coraza entera y tubo caudal de un juvenil de *G. reticulatus* (*sin. Boreostracon corondanus* Castellanos, 1958), 6. Detalle de los osteodermos de *Glyptodon* cf. *G. munizi* que muestran una depresión central en cada figura central. C) Fragmento de coraza de *Panochthus tuberculatus* con la última hilera de osteodermos sin figura central. D) Osteodermos aislados de *Doedicurus clavicaudatus*. E) 7–8. Osteodermos de *Neuryurus rudis*. F) 11. Fragmento de tubo caudal de *Lomaphorus* sp., 12. Cráneo de *Pampatherium typum*, 13. Fémur izquierdo de *Eutatus seguini*, 14. Osteodermos de las bandas móviles y del escudo dorsal de *E. seguini*. Imágenes tomadas de Vezzosi (2015).

(Castellanos, 1958) pertenecen en realidad a restos de individuos juveniles de *G. reticulatus*. La ocurrencia de *Glyptodon* cf. *G. munizi* en la Formación Tezanos Pinto permite ampliar el rango biocronológico hasta el Pleistoceno tardío tardío – Holoceno temprano (Vezzosi *et al*., 2014).

Entre los pampatéridos las primeras menciones para la provincia corresponden a *P. typum*, en tanto que fósiles de *H. paulacoutoi* aparecen en distintos sitios del Pleistoceno medio-tardío y en ciertos casos ocurre en simpatría con *H. major* (Scillato-Yané *et al*., 2005; Vezzosi, 2015). Similarmente, se reportaron por vez primera restos fósiles de una nueva especie de pampatérido morfológicamente diferente a las demás especies reconocidas en la Familia para el Pleistoceno tardío (Góis *et al*., 2015). Entre los dasipódidos es para destacar la ocurrencia de *E. seguini* en la mayoría de las unidades aflorantes en la provincia de Santa Fe documentando una ocurrencia desde el Pleistoceno medio tardío al Pleistoceno tardío y Holoceno temprano (Vezzosi, 2007, 2015; Cornaglia Fernández, 2013).

Tardigrada

Megatheriidae (*Megatherium americanum*); Mylodontidae (*Mylodon darwini*, *Glossotherium robustum*, *Lestodon armatus*, *Scelidotherium leptocephalum*); Nothrotheriidae (*Nothrotherium roverei*, *Nothropus priscus*, *N. carcaranensis*, *Nothrotheriops* cf. *N. shastensis*, *Nothrotheriops* cf. *N. texanus*, *Nothrotherium* sp.) (Figura 4).

Comentarios.— El registro fósil de los tardígrados (Xenarthra, Tardígrada) documenta especies con un elevado número de presencias. Dentro de este grupo *Megatherium americanum* y *Glossotherium robustum* son las especies con mayor representatividad fósil (Vezzosi, 2015). El caso de los Nothrotheriidae no escapa a tales menciones ya que su presunta ocurrencia en Buenos Aires corresponde indudablemente a un único registro (*Nothrotherium torresi*) en contraste a la buena representatividad taxonómica evidenciada en el Pleistoceno de Santa Fe (Burmeister, 1882; Kraglievich, 1931; Bordas, 1942; Brandoni y McDonald, 2015; Vezzosi, 2016).

Notoungulata y Litopterna

Toxodontidae (*Toxodon platensis*); Mesotheriidae (*Mesotherium cristatum*); Macraucheniidae (*Macrauchenia patachonica*); Proterotheriidae (*Neolicaphrium* sp.) (Figura 5).

Comentarios.— Entre los ungulados nativos considerados parte del elenco de la megafauna sudamericana, *Macrauchenia patachonica* y *Toxodon platensis* aparecen en los afloramientos del Pleistoceno medio–tardío de la provincia. Contrariamente, la ocurrencia fósil de *Mesotherium* en el Pleistoceno medio (*ca*. 500 a 198–178 ka AP) al Pleistoceno tardío (Vezzosi, 2015) sugiere que su presunta 'extinción' y desaparición del registro en el sector bonaerense, más allá del Pleistoceno temprano (Piso/Edad

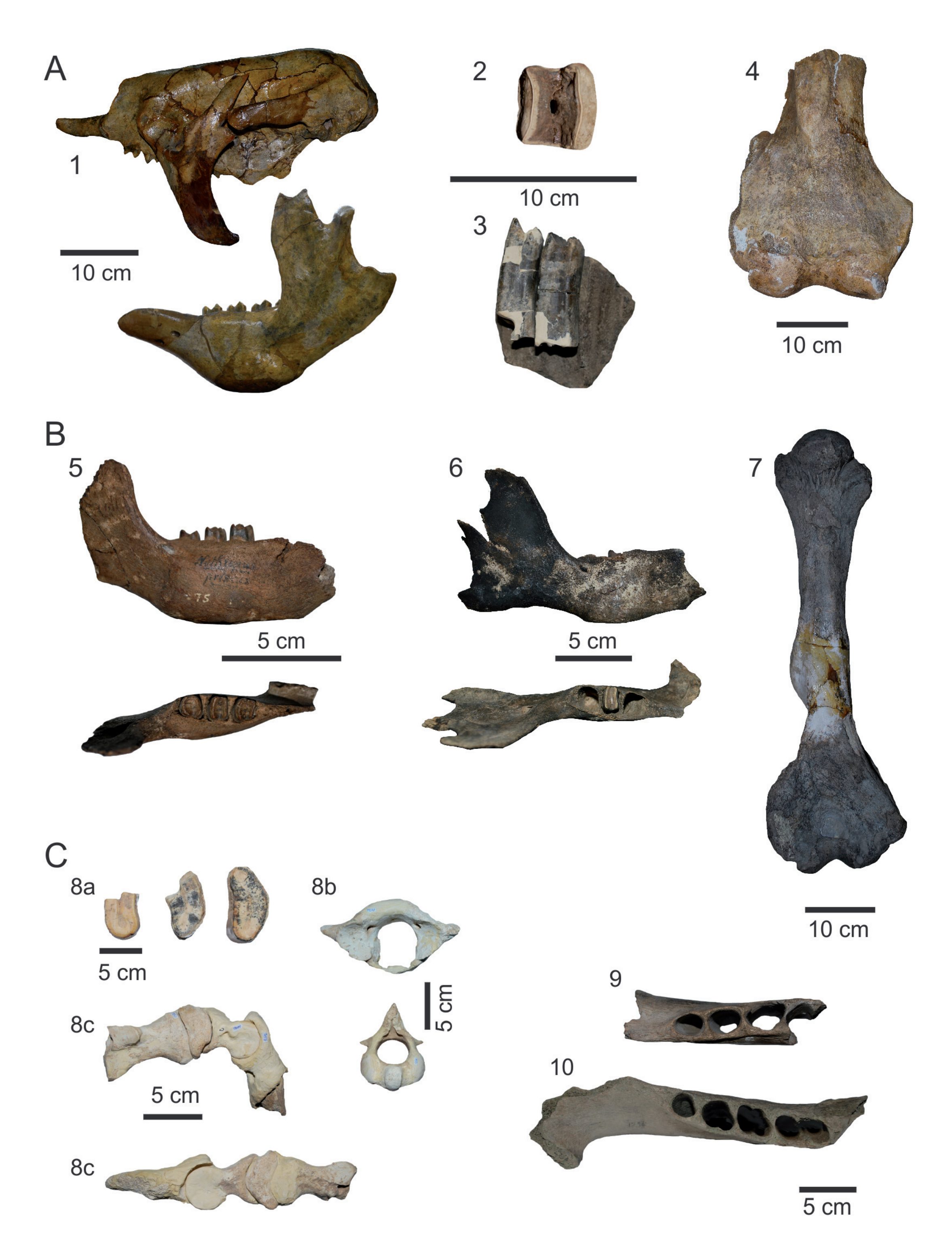


Figura 4. Registros de Tardigrada del Pleistoceno de Santa Fe. A) Restos de *Megatherium americanum*: 1. Cráneo y mandíbula, 2. Molariforme superior, 3. Molariformes inferiores con fragmento de mandíbula, 4. Sección distal de húmero. B) Restos de Nothrotheriinae: 5. Mandíbula de *Nothropus priscus* en vista labial y oclusal, 6. Mandíbula en ambas vistas de *Nothrotheriops* cf. *texanus*, 7. Húmero de *Nothrotherium roverei*. C) Restos de Mylodontidae: 8a-c. Molariformes, vértebras cervicales (atlas y axis) y falanges ungueales y podiales de *Scelidotherium leptocephalum*, 9. Mandíbula izquierda con alvéolos de la serie dental de *Mylodon*, 10. Mandíbula derecha con alvéolos de la serie dental y sínfisis mandibular de *Glossotherium*. Imágenes tomadas de Vezzosi (2015).

Ensenadense; Cione y Tonni, 1999, 2005; Soibelzon, 2008), debe interpretarse como una consecuencia local y no regional que alcance a la Pampa Norte. Por su parte, el ungulado de porte pequeño *Neolicaphrium* aparece en secuencias litoestratigráficas claramente diacrónicas del Pleistoceno tardío de Santa Fe (Ubilla *et al*., 2011; Vezzosi, 2016).

Proboscidea

Gomphotheriidae (*Notiomastodon platensis*) (Figura 5).

Comentarios.— En acuerdo a los arreglos sistemáticos más novedosos se justifica una única especie como válida, *Notiomastodon platensis* (Mothé *et al*., 2012, 2013), bien representada en la provincia de Santa Fe desde el Pleistoceno medio tardío al Pleistoceno tardío.

Perissodactyla

Equidae (*Equus* [*Amerhippus*] *neogeus*, *Hippidion principale*); Tapiridae (*Tapirus* sp.) (Figura 5).

Comentarios.— Dos especies de caballos fósiles son reconocidas: *Equus* (*A.*) *neogeus* y *Hippidion principale*. Ambas presentan en la Pampa Norte una ocurrencia estratigráfica desde el Pleistoceno medio tardío (198–178 ka A.P.) al Pleistoceno tardío tardío (Formación Tezanos Pinto) (Vezzosi, 2015). Mientras que para el centro-norte de Santa Fe, al momento solo se ha identificado *E.* (*A.*) *neogeus* en depósitos del Chaco austral para el Pleistoceno tardío (97–85 ka A.P.; Kruck *et al*., 2011). Recientemente, Toledo *et al*. (2014) plantean una mayor antigüedad para la secuencia sedimentaria portadora de *E.* (*A.*) *neogeus* (fauna local el Tala), al norte de provincia de Buenos Aires en San Pedro, con edades entre 150 a 200 ka A.P. De confirmarse localmente estas edades, *E.* (*A.*) *neogeus* no podría considerarse como fósil guía del Piso/Edad Lujanense tal como fuera definido en Argentina (Cione y Tonni, 1999, 2005), dado que su ocurrencia fósil sería anterior a los 130 ka A.P. y en depósitos infrayacentes a la Formación Buenos Aires.

La presencia de tapires es reportada dentro de la provincia a partir del género *Tapirus* en secuencias fluvio-lacustres del Pleistoceno medio?–tardío (Ferrero y Vezzosi, 2013).

Artiodactyla

Camelidae (*Hemiauchenia paradoxa*, *Lama guanicoe*, *Lama* sp.); Cervidae (*Ozotoceros bezoarticus*, cf. *Blastocerus* sp., *Morenelaphus* sp., Cervidae indeterminados); Tayassuidae (*Tayassu pecari*, Tayassuidae indet.) (Figura 6).

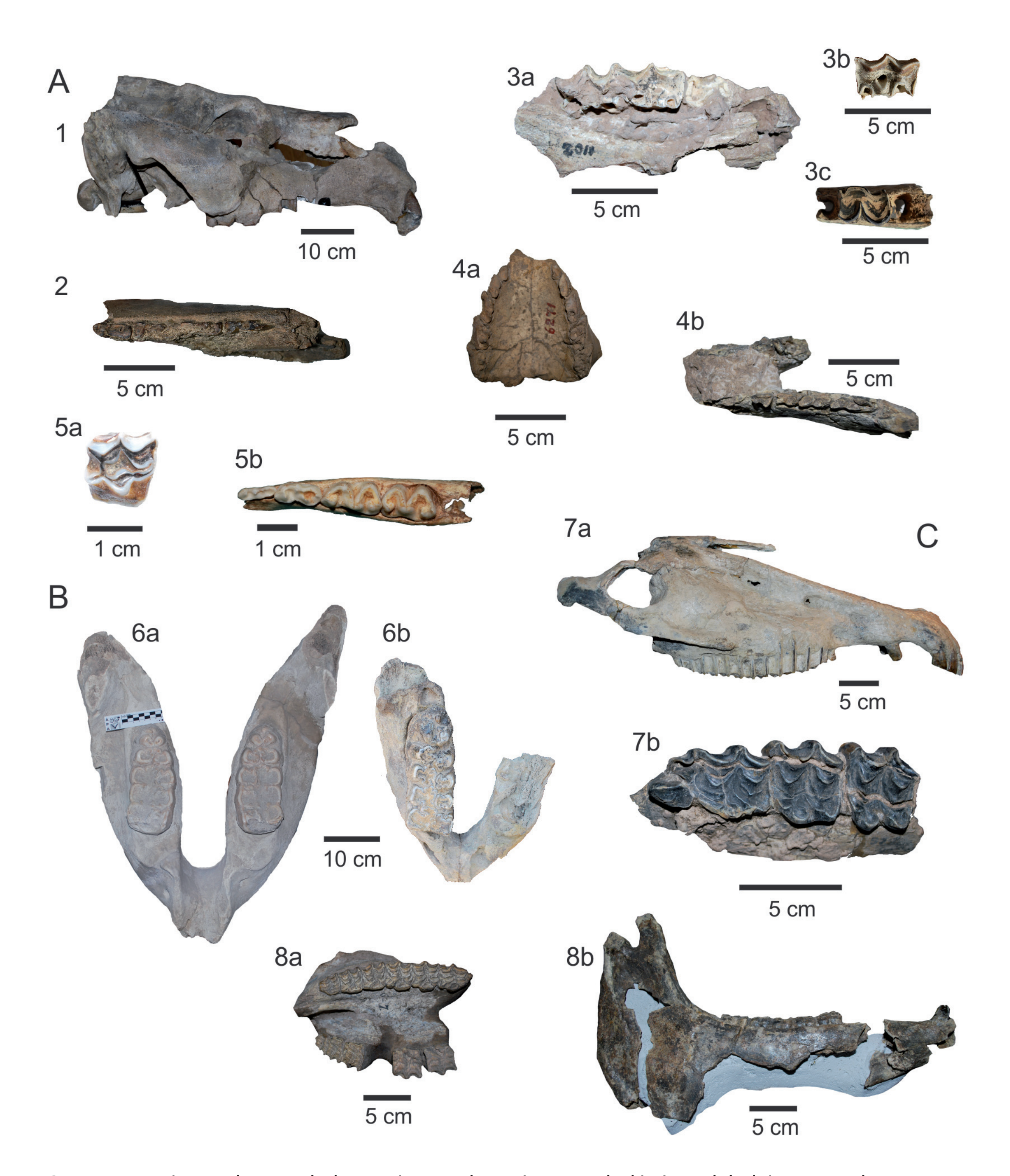


Figura 5. Registros de Ungulados nativos sudamericanos y holárticos del Pleistoceno de Santa Fe. A) Restos de Notoungulata y Litopterna: 1. Cráneo de individuo adulto de *Toxodon platensis*, 2. Mandíbula izquierda de *T. platensis* cementada en matriz sedimentaria de facies de conglomerados, 3a–c. Maxilar derecho con M2-M3, molar superior izquierdo y m2 izquierdo en fragmento de mandíbula de *Macrauchenia patachonica*. 4a. Maxilar con dentición completa de *Mesotherium cristatum*, 4b. Mandíbula izquierda con pm4-m3 y parte de la sínfisis derecha con pm4-m1 de *M. cristatum*, 5a. M1 o M2 y mandíbula con dentición decidua de *Neolicaphrium recens*. B). Restos de Proboscidea y Perissodactyla: 6a–b. Mandíbulas con m2 y m3 (respectivamente) de *Notiomastodon platensis*, 7a. Cráneo de un individuo adulto de *Hippidion principale*, 7b. Serie PM1–PM4 de *H. principale*, 8a. Maxilar con dentición superior de *Equus* (*Amerhippus*) *neogeus*, 8b. Mandíbula derecha con dentición completa de *E.* (*A.*) *neogeus*. Imágenes tomadas de Vezzosi (2015).

Comentarios.— De las tres familias reportadas previamente para el Pleistoceno (e.g, Castellanos, 1924, 1945; Rusconi, 1931; Churcher, 1966; Alcaraz, 2010; Scherer, 2013), los Tayassuidae aparecen por el momento dentro de la Formación Tezanos Pinto (Pleistoceno tardío; Gasparini *et al*., 2011). Para los Camelidae, *Hemiauchenia paradoxa* muestra una ocurrencia en depósitos sedimentarios desde Pleistoceno Medio al Pleistoceno tardío tardío – Holoceno temprano (Formación Tezanos Pinto). Contrariamente, *Lama guanicoe* se reporta con seguridad en la secuencia de loess de la Formación Tezanos Pinto y posiblemente en la Formación Teodelina (Iriondo y Kröhling, 2007; Cornaglia, 2013; Vezzosi, 2015). No obstante, es necesario un estudio sistemático con base morfológica, morfométrica y filogenética molecular que integre la totalidad de las especies de camélidos fósiles y vicuñas actuales con el fin de aclarar su taxonomía.

Similarmente, los ciervos muestran una importante frecuencia en registros para las unidades sedimentarias de Santa Fe, aunque algunos de ellos con rasgos morfológicos muy afines a las formas norteamericanas vivientes del género *Cervus* y *Rangifer* (Vezzosi, 2015; Chimento y Vezzosi, 2016). Interesa destacar que registros previos de Cervidae para Santa Fe (e.g., *Epieuryceros*, *Morenelaphus*, *Antifer*, *Paraceros*; Castellanos, 1945; Churcher, 1966) fueron atribuidos en su totalidad a especies fósiles sudamericanas (e.g, *Antifer ultra*; *Morenelaphus lujanensis*; Menegaz, 2000; Alcaraz, 2010) en base a una sistemática que justificaba 'caracteres morfológicos' situados solamente en las astas. Actualmente este elemento anatómico ha sido muy discutido en Cervidae dado que posee una importante variabilidad a nivel inter e intraespecífico e incluso intrapoblacional (Duarte *et al*., 2008; Ungerfeld *et al*., 2008a-b; Flueck y Smith-Flueck, 2011; Putman y Flueck, 2011; entre otros). Es por esto mismo que los avances orientados a aclarar la sistemática del registro de ciervos en Santa Fe ha reconocido por el momento un único morfotipo fósil, sumado a restos de formas vivientes con la especie *O. bezoarticus* para el Pleistoceno tardío y otros restos morfológicamente más afines a *Blastocerus* (Vezzosi, 2011, 2015, 2016; Chimento y Vezzosi, 2016). En virtud de lo anterior, se descartan los hallazgos previamente atribuidos a *Mazama* '*mezolítica*' (=*Mazama gouazoubira*) y *O. bezoarticus* (*sensu* Castellanos, 1968:6) debido a que pertenecen a elementos muy fragmentarios y escasamente diagnósticos como para confirmar una asignación específica (Vezzosi, 2015).

Carnivora

Ursidae (*Arctotherium tarijense*, *Arctotherium* sp.); Felidae (*Smilodon populator*); Canidae (*Lycalopex* sp., *Dusicyon avus*) (Figura 6).

Comentarios.— A partir de las diferentes líneas de evidencia, el registro de *D. avus* en el sur de Santa Fe necesita ser confrontado con un detallado estudio estratigráfico de la zona para poder aproximar su cronología dentro del Pleistoceno. Particularmente *Lycalopex* aparece bien representado en la estratigrafía del Pleistoceno medio tardío y Pleistoceno tardío. No obstante, recientes estudios sistemáticos sobre el registro de la familia Canidae en Santa Fe mencionan formas dimensionalmente

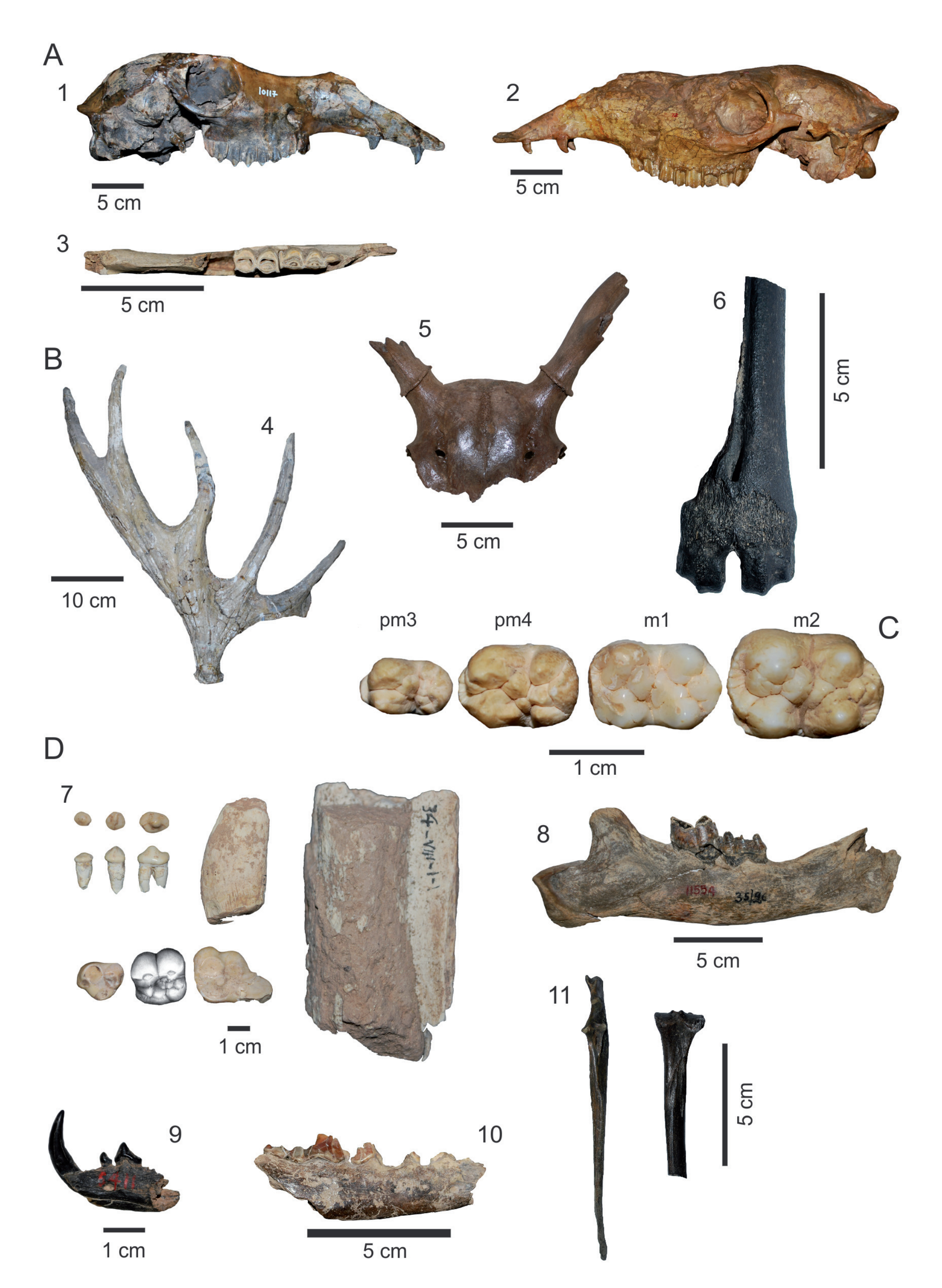


Figura 6. Registros de Artiodactyla y Carnivora del Pleistoceno de Santa Fe. A) Restos de Camelidae: 1 y 2. Cráneos de *Hemiauchenia paradoxa*, 3. Hemimandíbula derecha con m2-m3 de *Lama* sp. B) Restos de Cervidae: 4. Asta de *Antifer* cf. *A. ultra* (*sin*. *Epieuryceros proximus* Castellanos, 1945), 5. Área fronto-occipital con base de astas de *Morenelaphus* sp., 6. Metatarso derecho de cf. *Blastocerus* sp. C) Serie pm3-m2 en norma oclusal de *Tayassu pecari*. D) Restos de Ursidae, Felidae y Canidae: 7. Serie premolar inferior izquierda (pm1, pm3–pm4), canino y serie superior izquierda incompleta (PM4, M2) y diáfisis de una extremidad apendicular de *Arctotherium tarijense*, 8. Mandíbula derecha de *Smilodon populator*, 9. Región proximal de una hemimandíbula izquierda de *Lycalopex* sp., 10. Hemimandíbula derecha de *Dusicyon avus*, 11. Ulna izquierda y área proximal con diáfisis de tibia derecha de *Lycalopex gymnocercus*. Imágenes tomadas de Gasparini *et al*. (2011) y Vezzosi (2015).

grandes e hipercarnívoras que se registrarían en depósitos pleistocénicos en ambas regiones (Vezzosi, 2015).

En un marco regional, *Arctotherium* presenta una importante frecuencia de hallazgos desde el Pleistoceno medio tardío al Pleistoceno tardío (Vezzosi y Arnaudo, 2016). En tanto que *A. tarijensis* es reportado tardíamente durante el Pleistoceno tardío, en un sector límite entre ambas regiones geomorfológicas de Santa Fe.

Entre los felinos, por el momento es reportado el hallazgo de *S. populator* restringido al Pleistoceno medio?–tardío.

Registro de mamíferos durante el Holoceno

Para el Holoceno *sensu stricto*, en el área del Chaco austral (cuenca inferior del río Salado) y el dominio eólico de la Pampa Norte (Jacinto Arauz y La Pelada, departamento Las Colonias, Santa Fe), una datación por método TL (9.39 ±0.63 ka AP; Vezzosi, 2015 figura I.56) en niveles eólicos de la Formación Tezanos Pinto con restos de *Neosclerocalyptus* sp. (fragmento distal de tubo caudal; Informe Paleontológico MFA–Nº 7/96, MFA–Pv s/d) confirma la presunta persistencia de este taxón hasta tiempos del Holoceno temprano-medio.

Por otro lado, algunas especies extintas (*E. seguini*, *D. avus*) y otras vivientes (*Chaetophractus villosus*, *Dasypus hybridus*, *L. guanicoe*, *Tolypeutes matacus*, *Zaedyus pichiy*) se reportan por el momento para distintos ambientes sedimentarios durante el Holoceno medio-tardío al sur de Santa Fe (Loponte y Acosta, 2012; Avila *et al*., 2013; Cornaglia, 2013). El Chlamyphoridae *T. matacus* también aparece en el registro fósil de la provincia en secuencias desde el Pleistoceno medio tardío al Pleistoceno tardío (Vezzosi, 2015).

DISCUSIÓN

Desde una perspectiva paleobiogeográfica, el elenco faunístico analizado con detenimiento muestra una composición definida por taxones extintos y especies vivientes que tienen una representatividad fósil que ha permitido definir e identificar distintos núcleos faunísticos para las distintas regiones y ambientes sedimentarios del Pleistoceno de Santa Fe (Vezzosi, 2015). La influencia de cada una de las especies mencionadas estaría vinculada con condiciones ambientales y climáticas reflejadas en cada una de las unidades litoestratigráficas del Pleistoceno medio tardío (MIS7–MIS6) al Pleistoceno tardío – Holoceno temprano (MIS 5, MIS3, MIS2 y MIS1). En este sentido, se aprecia una componente potencialmente brasílica en los afloramientos del centro norte de la provincia que representan parte del Chaco austral en latitudes medias a bajas (20º–30º S). Estos registros junto a dataciones recientes (Kruck *et al*., 2011) y análisis secuenciales sobre los niveles fosilíferos suponen un régimen intertropical a subtropical alrededor de 85 a 97 ka A.P., con formas (*Holmesina*, *Pampatherium*, *Neolicaphrium*) que reflejan la misma representatividad taxonómica que ha sido documentada para el Pleistoceno tardío de Brasil, Mesopo-

tamia austral y Uruguay (Ubilla, 2004; Scillato-Yané *et al.*, 2005; Ferrero y Noriega, 2009, Brunetto *et al.*, 2015, Ferrero *et al.*, 2017; Ubilla *et al.*, 2011; Góis *et al.*, 2012). Muchos de estos taxones son poco frecuentes o directamente están ausentes en el área pampeana bonaerense y Patagonia durante el Pleistoceno tardío (Cione *et al.*, 2015 y bibliografía allí mencionada).

Por otro lado, la componente pampeana identificada en aquellos afloramientos ubicados a latitudes superiores a los 32ºS para Santa Fe y con taxones mayoritariamente mamíferos de la megafauna (Megatheriidae, Mylodontidae, Chlamyphoridae Glyptodontinae, Litopterna, Equidae, Camelidae), reporta para finales del Pleistoceno registros muy similares (e.g., Camelidae, Cingulata) a los que se han reconocido en el sector bonaerense y Patagonia central bajo el domino de un régimen global frío y árido (Clapperton, 1993; Iriondo, 1999). Durante este régimen las faunas de mamíferos de finales del Pleistoceno parecerían estar relacionadas con diferentes pulsos climático-ambientales de los episodios MIS3 (H”58–32 ka A.P.) y su transición al Último Máximo Glacial durante el MIS2 del Pleistoceno tardío (H”23–18 ka A.P., Cohen y Gibbard, 2011; Vezzosi, 2015).

La continuación y profundización de los estudios en estratigrafía y paleontología de vertebrados del Cuaternario de Santa Fe, (varios actualmente en curso por el Laboratorio de Paleontología de Vertebrados del CICYTTP-CONICET en conjunto con el Grupo de Geología del Cuaternario FICH-UNL-CONICET), sumados a los resultados de investigaciones en vinculación aportadas por otros grupos de investigación en áreas vecinas como la Mesopotamia austral, Uruguay, SE de Brasil (e.g. Ubilla *et al.* 2004, 2009; Kerber *et al.* 2011, 2014; Brunetto *et al.*, 2015; Ferrero *et al.*, 2017), abren una interesante ventana en las interpretaciones de la historia biológica-evolutiva y cronoestratigráficas de las especies que integraron la paleofauna de Santa Fe. Así como también en el intento por lograr establecer las relaciones paleobiogeográficas del Chaco austral, la Pampa Norte y la Pampa Sur en relación con la Mesopotamia, centro cordillerano de Argentina y Patagonia durante el Pleistoceno medio a Pleistoceno tardío – Holoceno temprano.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a las comisiones organizadoras de los Simposios del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina y a los coordinadores de la sección referida al Pleistoceno, Alfredo Zurita, Brenda Ferrero y Pablo Ortiz, por la invitación a colaborar en este volumen. El trabajo fue financiado por CONICET.

BIBLIOGRAFÍA

Alcaraz, M. A. 2010. Sistemática de los ciervos (Mammalia, Artiodactyla) del Pleistoceno de las áreas extra-andinas de Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, La Plata, Buenos Aires, Argentina, 302 pp.

Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Actas de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 6: 1-027.

Ameghino, F. 1891. Mamíferos y aves fósiles argentinos. Especies nuevas, adiciones y correcciones. Revista Argentina de Historia Natural 1: 240-259.

Ameghino, F. 1908. Las Formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapadmalal. Anales del Museo Nacional de Buenos Aires 10: 342-428.

Avila, J. D., Cornaglia Fernández, J. y Gabrielloni, C. 2013. Nuevos avances vinculados a las ocupaciones tempranas en ambientes lagunares del sudoeste santafecino. Sitio Laguna El Doce como caso de estudio. Cuadernos del Instituto Nacional de Antropología y Pensamiento Latinoamericano. Series Especiales 1 (4): 12-20.

Bargo, M. S. 2001. The ground sloth *Megatherium americanum*: skull shape, bite forces, and diet. Acta Paleontologica Polonica 46: 173-192.

Bargo, M. S. y Deschamps, C. M. 1996. El registro de *Mylodon* Owen, 1840 (Mammalia, Tardigrada) en el Pleistoceno del sur de la Provincia de Buenos Aires. Comentarios sobre la distribución de los "sedimentos pampeanos", Ameghiniana 33: 343-348.

Bond, M. 1999. Quaternary native ungulates of Southern South America. A synthesis. En: (eds.) Rabassa, J. y M. Salemme. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula. Centro Austral de Investigaciones Científicas and Universidad Nacional de la Patagonia, Ushuaia, Tierra de Fuego 12: 177-205.

Bordas, A. F. 1942. Observaciones sobre algunos Nothrotheriinae (Gravigrada). Physis 19: 173-179.

Brandoni D. y McDonald., G. 2015. An enigmatic Nothrotheriinae (Xenarthra, Tardigrada) from the Pleistocene of Argentina. Ameghiniana 52 (2): 294-302.

Brunetto, E. 2008. Actividad neotectónica en el sector oriental de la cuenca inferior del río Dulce, laguna Mar Chiquita y bloque San Guillermo. Tesis Doctoral (inédita). Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 306 pp.

Brunetto, E., Iriondo, M. H., Zamboni, L. y Gottardi, G. 2010. Quaternary deformation around the Palo Negro area, Pampa Norte, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 29: 627-641.

Brunetto, E., Ferrero, B., Noriega, J. I. 2015. Late Pleistocene lithostratigraphy and sequences in the southwestern Mesopotamia (Argentina): evidences of the Last Interglacial Stage. Journal of South American Earth Sciences 58: 111-128.

Brunetto, E., Krohling, D.M., Zalazar, M.C. y Francisconi, C. 2016. Analysis of the interaction between neotectonic and surface processes in a low-land intracratonic setting of South America. Quaternary International. DOI: 10.1016/j.quaint.2016.06.018

Burmeister, G. 1864. Fauna argentina: mamíferos fósiles en: Anales del Museo Público de Buenos Aires. Tomo I: 234- 235.

Burmeister, H. 1882. *Nothropus priscus*, ein bisher unbekanntes fossiles Faulthier. Sitzungberichte der (Königlich-preussischen) Akademie der Wissenschaften, Berlin, 613-620 pp.

Castellanos, A. 1924. Ciervos vivientes y extinguidos de la República Argentina (Nota preliminar). Revista de la Universidad de Córdoba 11: 111-134.

Castellanos, A. 1943. El Preensenadense ¿es un horizonte geológico o una facies? Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología 18: 1-83.

Castellanos, A. 1945. Nota sobre algunas cornamentas de ciervos de los géneros *Epieuryceros*, *Antifer* y *Paraceros* y descripción de la de *Epieuryceros proximus* n. sp. Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología de la facultad de Ciencias Físico–Químicas y Naturales aplicadas a la Industria de la Universidad Nacional del Litoral 24: 5-23.

Castellanos, A. 1958. Restos de *Boreostracon corondanus* n. sp. descubiertos en la provincia de Santa Fe, Argentina. Acta Geológica Lilloana 2: 135-189.

Castellanos, A. 1968. Desplazamientos naturales, en abanico, del río Salado del Norte en la llanura chaco–santiagueño–santafesina. Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología 52: 1-14.

Chimento, N. R. y Vezzosi, R. I. 2016. Anatomía craneana de *Morenelaphus* Carette, 1922 (Mammalia, Cervidae): Descripción y comparación del basicráneo. Ameghiniana 53 (1): 9.

Churcher, C. S. 1966. Observaciones sobre el status taxonómico de *Epieuryceros* Ameghino, 1889 y sus especies *E. truncus* y *E. proximus*. Ameghiniana 10: 351-362.

Cione, A. L. y Tonni, E. P. 1999. Biostratigraphy and chronological scale of uppermost Cenozoic in the Pampean Area, Argentina. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 12: 23-52.

Cione, A. L. y Tonni, E. P. 2005. Bioestratigrafía basada en mamíferos del Cenozoico superior de la provincia de Buenos Aires, Argentina. En: R. E. de Barrio; R. O. Etcheverry; M. F. Caballé y E. Llambías (Eds.), 16º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires, La Plata: 183-200. Asociación Geológica Argentina, La Plata.

Cione, A. L., Gasparini, G. M., Soibelzon, E., Soibelzon, L. H. y Tonni, E. P. 2015. The Great American Biotic Interchange: A South American Perspective. Springer Briefs in Earth System Sciences. DOI: 10.1007/978-94-017-9792-4

Clapperton, C. M. 1993. Nature of environmental changes in South America at the Last Glacial Maximum. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology 101: 189-208.

Cohen, K. M. y Gibbard, P. 2011. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy), Cambridge, England.

Cornaglia Fernández, J. 2013. Análisis taxonómico e inferencias paleoambientales en el sudoeste santafesino. El sitio arqueológico Laguna El Doce. Revista del Museo de La Plata, Sección Antropología 13 (87): 109-124.

Corrêa Pereira, J., Pereira Lopes, R. y Kerber, L. 2012. New remains of late Pleistocene mammals from the Chuí Creek, southern Brazil. Revista Brasileira de Paleontologia 15 (2): 228-239.

De Alba, E. 1953. Geología del Alto Paraná en relación con los trabajos de derrocamiento entre Ituzaingó y Posadas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 8: 129-161.

de la Fuente, M. S. 1997. Las tortugas pleistocenas del extremo meridional de la provincia de Santa Fe, Argentina. Studia Geológica Salmanticensia 33: 67-90.

de la Fuente, M. S. 2005. *Chelonoidis santafecina* Agnolin, 2004 sinónimo objetivo de *Testudo praestans* Rovereto, 1914. Ameghiniana 42: 510.

Duarte, J. M. B., González, S. y Maldonado, J. E. 2008. The surprising evolutionary history of South American deer. Molecular Phylogenetics and Evolution 49: 17-22.

Fernicola, J. C., Toledo, N., Bargo, M. S. y Vizcaíno, S. F. 2012. A neomorphic ossification of the nasal cartilages and the structure of paranasal sinus system of the glyptodont *Neosclerocalyptus* Paula Couto, 1957 (Mammalia, Xenarthra). Palaeontologia Electronica 15 (3): 27A, 22 pp.

Ferrero, B. S. 2009. Diversidad y evolución de los Mamíferos del Cuaternario de la provincia de Entre Ríos Argentina. Aspectos bioestratigrâûcos y paleozoogeogrâûcos de una fauna particular. Tesis Doctoral (inédita), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina, 425 pp.

Ferrero, B. S. y Noriega J. I. 2009. La paleontología de vertebrados en el Cuaternario de la provincia de Entre Ríos (Argentina): estado actual y perspectivas: Quaternário do RS: integrando conhecimiento. Monografías da Sociedad Brasileira de Paleontologia, p. 207-215.

Ferrero, B. S. y Vezzosi, R. I. 2013. El registro de *Tapirus* Brünnich (Perissodactyla, Tapiridae) en el Pleistoceno tardío de la provincia de Santa Fe, Argentina. Ameghiniana, Ameghiniana 50: 47-48R.

Ferrero, B. S., Noriega, J. I., Brunetto, E. y Nuñez Otaño, N. 2017. Vertebrate continental assemblage from the Last Interglacial in southern South America (Entre Ríos, Argentina). Biostratigraphy and paleoenvironment. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 466: 89-99.

Flueck, W. T. y Smith-Flueck, J. M. 2011. Osteological comparisons of appendicular skeletons: a case study on Patagonian huemul deer and its implications for conservation. Animal Production Science 51: 327-339.

Formoso, A. E., Martin, G. M., Teta. P., Carbajo, A. E., Sauthier, D. E. U. y Pardiñas, U. F. J. 2015. Regional Extinctions and Quaternary Shifts in the Geographic Range of *Lestodelphys halli*, the Southernmost Living Marsupial: Clues for Its Conservation. PLoS ONE 10(7): e0132130. DOI:10.1371/journal.pone.0132130.

Franco, M. J., Vezzosi, R. I. y Brunetto, E. 2016. Primer registro de un leño fósil en la provincia de Santa Fe, San Fabián, Cuenca del río Coronda, Argentina. Ameghiniana 53 (1): 13.

Frenguelli, J. 1920. Excursión en los alrededores de Esperanza (Provincia de Santa Fe). Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 24: 257-292.

Frenguelli, J. 1926. Las barrancas del puerto de Rosario: apuntes sobre su estructura geológica y las causas que determinan su derrumbe. Publicación del Ministerio de Obras Públicas de la Nación 1: 3-34.

Frenguelli, J. 1936. Apuntes estratigráficos acerca del yacimiento del "*Glossotherium*" de la Laguna Guadalupe. Anales de la Sociedad Científica Argentina. Sección Santa Fe. 122 (4): 335-339.

Gasparini, G. M., Ferrero, B. S., Vezzosi, R. I. y Brunetto, E. 2011. El registro de *Tayassu pecari* (Link, 1975) (Artiodactyla, Tayassuidae) en el Pleistoceno tardío de la provincia de Santa Fe, Argentina. Aspectos biogeográficos y de distribución de una especie en retracción. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 28 (2): 1-9.

Goin, F. J.1991. Los Didelphoidea (Mammalia, Marsupialia) del Cenozoico tardío de la Región Pampeana. Tesis Doctoral (inédita), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, La Plata, Buenos Aires, Argentina, 410 pp.

Goin, F. J. 1995. Los Marsupiales. En: Alberdi, M. T.; Leone, G. y Tonni, E. P. (eds.). Evolución Biológica y Climática de la Región Pampeana durante los últimos cinco Millones de Años. Un ensayo de la correlación con el Mediterráneo Occidental. Museo Nacional de Ciencias Naturales, Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Monografías 12: 163-179.

Góis, F. L., Scillato-Yané, G. J., Carlini, A. A. y Ubilla, M. 2012. Una nueva especie de *Holmesina* Simpson (Xenarthra, Cingulata, Pampatheriidae) del Pleistoceno de Rondônia, Sudoeste de la Amazonia, Brasil. Revista Brasileira de Paleontologia 15: 211-227.

Góis, F., González Ruiz, L. R., Scillato-Yané, G. J. y Soibelzon, E. 2015. A Peculiar New Pampatheriidae (Mammalia: Xenarthra: Cingulata) from the Pleistocene of Argentina and Comments on Pampatheriidae Diversity. PlosOne: 1-25. DOI:10.1371/journal.pone.0128296.

Iriondo, M. H. 1980. El Cuaternario de Entre Ríos: Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral, Santo Tomé 11: 125-141.

Iriondo, M.H. 1987. Geomorfología y Cuaternario de la Provincia de Santa Fe (Argentina). D'Orbignyana 4: 1-54. Corrientes.

Iriondo, M. H. 1994. Los climas cuaternarios de la región pampeana. Comunicaciones Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino 4 (2): 1-48.

Iriondo, M. H. 1995. El cuaternario del chaco. En Argollo, J. y Mourguiart, P. (eds.). Cambios Cuaternarios en América del Sur, 263-282 pp.

Iriondo, M.H. 1999. Climatic Changes in the South American Plains: Records of a Continent–scale Oscillation. En: Partridge, T., Kershaw, A., Iriondo, M. (eds.), Quaternary Palaeoclimates of Southern Hemisphere. Quaternary International 57/58: 93-112.

Iriondo, M.H. 2010. Geología del Cuaternario en la Argentina. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, Santa Fe, p. 437.

Iriondo, M. y Kröhling, D. 1995. El Sistema Eólico Pampeano. Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino". Santa Fe. (N.S.) 5 (1): 1-68.

Iriondo, M. H. y Kröhling, D. 2007. Geomorfología y sedimentología de la cuenca superior del río Salado (sur de Santa Fe y noroeste de Buenos Aires, Argentina). Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 14 (1): 1-23.

Iriondo, M. H. y Kröhling, D. M. 2009. From Buenso Aires to Santa Fe: Darwin's observations and modern knowledge. RAGA 64 (1): 109-123.

Iriondo, M. H. y Manavella, C. 1990. Facies sedimentarias de la Formación Tezanos Pinto en el centro de la provincia de Santa Fe. En: Zarate, M. (Ed.), International Symposium on Loess, Properties, Chronology and Palaeoclimatic significance of loess, INQUA, Mar del Plata, Expanded Abstracts 74-77.

Jalfin, G. A. 1988. Formación Ituzaingó (Plio-Pleistoceno) en Empedrado, provincia de Corrientes: un paleorío arenoso entrelazado tipo Platte. 2da Reunión Argentina de Sedimentología (Buenos Aires, 1988). Actas 130-134.

Kemp, R. A, Toms P. S., King M. y Kröhling D. M. 2004. The pedosedimentary evolution and chronology of Tortugas, a Late Quaternary type site of the northern Pampa, Argentina. Quaternary International 114: 101-112.

Kerber, L. y Oliveira, E. 2008. Fósseis de vertebrados da Formação Touro Passo (Pleistoceno Superior), Rio Grande do Sul, Brasil: atualização dos dados e novas contribuições. GAEA – Journal of Geoscience 4 (2): 49-64.

Kerber, L., Kinoshita, A., José, F. A., Figueiredo, A. M. G., Oliveira, E. V. y Baffa, O. 2011. Electron Spin Resonance dating of southern Brazilian Pleistocene mammals from Touro Passo Formation, and remarks on the geochronology, fauna and palaeoenvironments: Quaternary International 245: 201-208.

Kerber, L., Pitana, V. G., Ribeiro, A. M., Hsio, A. S. y Oliveira, E. V. 2014. Late Pleistocene vertebrates from Touro Passo Creek (Touro Passo Formation), southern Brazil: a review. Revista Mexicana de Ciencias Geológcias 31 (2): 248-259.

Kraglievich, L. 1931. Un Notroterio pampeano gigantesco *Nothrotherium roverei* Kraglievich. Anales del Museo Nacional de Historia Natural "Bernardino Rivadavia" 36: 503-513.

Kröhling, D. M. 1998. Geomorfología y Geología del Cuaternario de la cuenca del río Carcarañá, desde la confluencia de los ríos Tercero y Cuarto, provincias de Santa. Fe y Córdoba. Tesis Doctoral (inédita), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 224 pp.

Kröhling, D. 1999a. Upper Quaternary Geology of the lower Carcarañá Basin, North Pampa, Argentina. Quaternary International 57/58: 135-148.

Kröhling, D. M. 1999b. Sedimentological maps of the typical loessic units in North Pampa, Argentina. Quaternary International 62: 49-55.

Kröhling, D. M. e Iriondo, M. 1999. Upper Quaternary Paleoclimates of the Mar Chiquita Area (North Pampa, Argentina). En: Partridge, T., Kershaw, P. y Iriondo M. (eds.). Paleoclimates of the Southern Hemisphere. Quaternary International 57/58: 149-164.

Kröhling, D. M. e Iriondo, M. 2003. El loess de la Pampa Norte en el bloque de San Guillermo. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 10 (2): 137-150.

Kröhling, D. M. y Orfeo, O. 2002. Sedimentología de unidades loéssicas (Pleistoceno Tardio–Holoceno) del centro–sur de Santa Fe. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 9 (2): 135-154.

Kröhling, D., Passeggi, E., Zucol, A., Erra, G., Aguirre, M., Miquel, S., Gonzalez, A. y Brea, M., 2010. Multidisciplinary analysis of the last glacial loess at the NE of the Pampean aeolian system. In: XVIII International Sedimentological Congress, Mendoza, Argentina, p. 518. Abstract. Kruck, W., Helms, F., Geyh, M. A., Suriano, J. M., Marengo, H. G. and Pereyra, F. 2011. Late Pleistocene-Holocene History of Chaco-Pampa Sediments in Argentina and Paraguay. Quaternary Science Journal 60 (1): 188-202.

Kruck, W., Helms, F., Geyh, M. A., Suriano, J. M., Marengo, H. G. y Pereyra, F. 2011. Late Pleistocene-Holocene History of Chaco-Pampa Sediments in Argentina and Paraguay. Eiszeitalter und Gegenwart - Quaternary Science Journal 60 (1): 188-202.

Labarca, R. O. y López P. G. 2006. Los mamíferos finipleistocénicos de la Formación Quebrada Quereo (IV Región-Chile): biogeografía, bioestratigrafía e inferencias paleoambientales. Mastozoología Neotropical 13 (1): 89-101.

López, P. M. y Labarca, R. E. 2005. *Macrauchenia* (Litopterna), *Hippidion* (Perissodactyla), Camelidae y Edentata en Calama (II Región): comentarios taxonómicos y tafonómicos. Noticiario Mensual del Museo Nacional de Historia Natural 355: 7-10.

Loponte, D. y Acosta, A. 2012. Nuevos registros de armadillos (Xenarthra: Dasypodidae) del Holoceno tardío en la región pampeana, Argentina. Mastozoología Neotropical 19 (2): 327-332.

Martinelli, A. G., Forasiepi, A. M. y Jofré, G. C. 2013. El registro de *Lestodelphys* Tate, 1934 (Didelphimorphia, Didelphidae) en el Pleistoceno tardío del noreste de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. Papéis Avulsos de Zoologia 53 (12): 151-161.

Martinez, J. N. 2004. San Sebastían: un nuevo registro de mamíferos del Pleistoceno superior en Piura. Comentarios sobre los mamíferos continentales del Pleistoceno de la Región Piura-Tumbes. Congreso Peruano de Geología, Lima. Actas 12: 485-488.

Menegaz, A. N. 2000. Los Camélidos y Cérvidos del Cuaternario del Sector Bonaerense de la Región Pampeana. Tesis Doctoral (inédita), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, La Plata, Buenos Aires, Argentina, 240 pp.

Mothé, D., Avilla, L. S., Cozzuol, M. y Winck, G. R. 2012. Taxonomic revision of the Quaternary gomphotheres (Mammalia: Proboscidea: Gomphotheriidae) from the South American lowlands. Quaternary International 276/277: 2-7.

Mothé, D., Avilla, L. S. y Cozzuol, M. 2013. The South American Gomphotheres (Mammalia, Proboscidea, Gomphotheriidae): Taxonomy, Phylogeny and Biogeography. Journal of Mammal Evolution 20: 23-32.

Nabel, P. E., Camilión, M. C., Machado, G. A., Spiegelman, A. y Mormeneo, L. 1993. Magneto y litoestratigrafía de los sedimentos pampeanos en los alrededores de la ciudad de Baradero, Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 48: 193-206.

Nuñez, L, Varela, J., Casamiquela, R., Schiappacasse, V., Niemeyer, H. y Villagran C. 1994. Cuenca de Taguatagua en Chile: el ambiente del Pleistoceno superior y ocupaciones humanas. Revista Chilena de Historia Nautral 67: 503-519.

Noriega, J. I., Carlini, A. A. y Tonni, E. P. 2003. Vertebrados del Pleistoceno tardío de la Cuenca del Arroyo Ensenada (Departamento Diamante, Provincia de Entre Ríos). INSUGEO, Miscelánea 12: 5-12.

Oliveira, E. V. y Kerber, L. 2009. Paleontologia e aspectos geológicos das sucessões do final do Neógeno no sudoeste do Rio Grande do Sul, Brasil. GAEA - Journal of Geosciences 5: 21-34.

Oliveira, E. V. y Pereira, J. C. 2009. Intertropical cingulates (Mammalia, Xenarthra) from the Quaternary of southern Brazil: systematic and paleobiogeographical aspects: Revista Brasileira de Paleontologia 12 (3): 167-178.

Pascual, R., Ortega-Hinojosa, E. J., Gondar, D. y Tonni, E. 1966. Paleontografía Bonaerense (A.V. Borrello, ed.) Fasc. IV. Vertebrata, Com. Invest. Cient. La Plata, Buenos Aires 1-202.

Pereira Lopes, R. y Buchmann, F. S. 2010. Pleistocene mammals from the southern Brazilian continental shelf. Journal of South American Earth Sciences 31: 17-27.

Prado, J. L., Goin, F. y Tonni, E. P. 1985. *Lestodelhys halli* (Mammalia, Didelphidae) in Holocene sediments of Southern Buenos Aires Province (Argentina): morphological and paleoenvironmental considerations. En: Rabassa J., (Ed.). Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 93-107.

Pujos, F. 2002. Estudio geológico, estratigráfico y sedimentológico de la cueva de mamíferos del Pleistoceno de Santa Rosa (Perú): Interpretación paleoambiental. Bull. Inst. fr. études andines 31 (1): 101-113.

Putman, R. y Flueck, W. T. 2011. Intraspecific variation in biology and ecology of deer: magnitude and causation. Animal Production Science 51: 365-374.

Ramonell, C. G. 2005. Geología y geomorfología de la Laguna Setúbal y su entorno (Santa Fe, Argentina). Tesis de Licenciatura (inédita). Facultad de Ciencias Físico–Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis. Tomo I y II, 111pp.

Ramos, V. A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 29: 41-96. Buenos Aires.

Ríos Díaz, S. D., Lunca, C.A., Souberlich, R., Aguilera, P., de Campos Cervera, A. M. G. y Godoy Araña, A. 2014. Mamíferos del Cuaternario de Puerto Santa Rosa, Departamento de San Pedro, Paraguay. Boletín del Museo Nacional de Historia Natural del Paraguay 18 (1): 67-76.

Rusconi, C. 1931. La presencia del género *Paleolama* en los yacimientos pleistocénicos de la provincia de Santa Fe. Publicaciones del Museo “Florentino Ameghino” 1-16.

Scherer, C. S. 2013. The Camelidae (Mammalia, Artiodactyla) from the Quaternary of South America: Cladistic and Biogeographic Hypotheses. Journal of Mammal Evolution 20 (1): 45-56.

Scillato-Yané, G. J., Carlini, A. A., Tonni, E. P. y Noriega, J. I. 2005. Paleobiogeography of the late Pleistocene pampatheres of South America. Journal of South America Earth Science 20: 131-138.

Soibelzon, E., Gasparini, G. M., Zurita, A. E. y Soibelzon, L. H. 2008. Análisis faunístico de vertebrados de las "toscas del Río de La Plata" (Buenos Aires, Argentina): un yacimiento paleontológico en desaparición. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales 10 (2): 291-308.

Soibelzon, E., Miño-Boilini, A. R., Zurita, A. E. y Krmpotic, C. M. 2010. Los Xenarthra del Ensenadense (Pleistoceno Inferior a Medio) de la Región Pampeana (Argentina). Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 27: 449-469.

Soibelzon, E., Prevosti, F. J., Bidegain, J. C., Rico, Y., Verzi, D. H. y Tonni, E. P. 2009. Correlation of late Cenozoic sequences of southeastern Buenos Aires province: Biostratigraphy and magnetostratigraphy. Quaternary International 210: 51-56.

Toledo, M. J., Schewenninger, J. L., Kinoshita, A., Baffa, O. y Mangini, A. 2014. Dataciones OSL, ESR y U-Th del sitio paleontológico Spósito (San Pedro, provincia de Buenos Aires). Registro del los OIS 6/7 Y OIS 5. Geología del Cauternario, Geomorfología y Cambio Climático. XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba S13-6.

Toledo, M. J., Schewenninger, J. L., Kinoshita, A., Baffa, O. y Mangini, A. 2015. Is *Equus* (*A.*) *neogeus* a valid index and exclusive taxon of the Lujanian stage? sequence stratigraphy and new OSL, ERS and U-TH dates of OIS 7 to OIS 2. San Pedro, Buenos Aires province, Argentina. XXIX Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Diamante, Entre Ríos. Libro de Resúmenes 75-76.

Tonni, E. P. 1985. The Quaternary climates in the Buenos Aires province trhough the mammals. Acta Geocriogénica 1: 114-121.

Tonni, E. P. 2009a. Los mamíferos del Cuaternario de la Región Pampeana de Buenos Aires, Argentina. Quaternario do Rio Grande do Sul. Integrando conhecimentos. Monografías do sociedade Brasileira de Paleontologia 193-205.

Tonni, E. P. 2009b. A Middle-Pleistocene Interglacial Faunal Assemblage in Southeastern Buenos Aires Province, Argentina. Current Research in the Pleistocene, 26: 182-184.

Tonni, E. P. y Cione, A. L. 1995. Los mamíferos como indicadores de cambios climáticos en el Cuaternario de la región pampeana de la Argentina. En: Argollo J. y Mouguiart, P. (eds.). Climas cuaternarios en América del Sur 319-326. Orstom, La Paz.

Tonni, E. P., Bargo, M. S. y Prado, J. L. 1988. Los cambios ambientales en el Pleistoceno tardío y Holoceno del sudeste de la Provincia de Buenos Aires a través de una secuencia de mamíferos. Ameghiniana 25 (2): 99-110.

Tonni, E. P., Carlini, A. A. y Rabassa, J. 2009. The Ensenadan Stage-Age of southern South America: Its stratigraphic, biostratigraphic and chronological implications in present research. Quaternary International 210: 4-5.

Tonni, E. P., Prado, J., Menegaz, A. y Salemme, M. 1985. La unidad Mamífero Lujanense. Proyección de la estratigrafía mamaliana al cuaternario de la Región Pampeana. Ameghiniana 22 (3-4): 255-261.

Tonni, E. P., Alberdi, M., Prado, J., Bargo, M. y Cione, A. 1992. Changes of mammal assemblages in the pampean region (Argentina) and their relation with the Plio-Pleistocene boundary. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 95: 179-194.

Tonni, E. P., Nabel, P., Cione, A. L., Etchichury, M., Tofalo, R., Scillato Yane, G., San Cristobal, J., Carlini, A. y Vargas, D. 1999. The Ensenada and Buenos Aires formations (Pleistocene) in a quarry near La Plata, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 12: 273-291.

Ubilla, M. 2004. Mammalian biostratigraphy of Pleistocene fluvial deposits in northern Uruguay, South America. Proceedings of the Geologists' Association 115: 347-357.

Ubilla, M. y Martínez, S. 2016. Geology and Paleontology of the Quaternary of Uruguay. Springer Briefs in Earth System Sciences. DOI 10.1007/978-3-319-29303-5

Ubilla, M., Perea, D., Aguilar, C. G. y Lorenzo, N. 2004. Late Pleistocene vertebrates from northern Uruguay: tools for bioestratigraphic, climatic and environmental reconstruction. Quaternary International 114: 129-142.

Ubilla, M., Perea, D., Rinderknecht, A. y Corona, A. 2009. Pleistocene mammals from Uruguay: biostratigraphic, biogeographic and environmental connotations. In: Ribeiro, A. M., Bauermann, S. G. y Scherer, C. S. (Eds.). Quaternário do Rio Grande do Sul–Integrando Conhecimentos, Monografias da Sociedade Brasileira de Paleontologia 1: 217-230.

Ubilla, M., Perea, D., Bond, M. y Rinderknecht, A. 2011. The first cranial remains of the Pleistocene Proterotheriid *Neolicaphrium* Frenguelli, 1921 (Mammalia, Litopterna): A comparative approach. Journal of Vertebrate Paleontology 31 (1): 193-201.

Ungerfeld, R., González-Sierra, U. T. y Bielli, A. 2008a. Seasonal antler cycle in a herd of pampas deer (*Ozotoceros bezoarticus arerunguaensis*) in Uruguay. Mammalian Biology 73: 388-391.

Ungerfeld, R., Bielli, A., González-Pensado, S. X., Villagrán, M. y González-Sierra, U. T. 2008b. Antler size and weight in a herd of pampas deer (*Ozotoceros bezoarticus*). Mammalian Biology 73: 478-481.

Vallone, E. R. 2015. [Los peces continentales del Cuaternario de Argentina. Su importancia para la comprensión del origen de la ictiofauna actual del área austral de América del Sur. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, La Plata, Buenos Aires, Argentina, 257 pp. Unpublished.]

Vallone, E. R., Vezzosi, R. I. y Cione, A. L. 2017. First fossil fish (Teleostei, Siluriformes) from the Late Pleistocene of Santa Fe Province, Argentina, Alcheringa:

An Australasian Journal of Palaeontology. DOI: 10.1080/03115518.2017.1288828

Verzi, D. H., Deschamps, C. M. y Tonni, E. P. 2004. Biostratigraphic and palaeoclimatic meaning of the Middle Pleistocene South American rodent *Ctenomys kraglievichi* (Caviomorpha, Octodontidae). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 212: 315-329.

Vezzosi, R. I. 2007. Cingulata Illiger, 1811 (Mammalia: Xenarthra) de la provincia de Santa Fe, Argentina. Ameghiniana 44: 85R.

Vezzosi, R. I. 2011. Primer registro de *Ozotoceros bezoarticus* (Linnaeus, 1758) en el pleistoceno del centro de la provincia de Santa Fe, Argentina. En: Calvo, J., Porfiri, J., Gonzalez Riga B. y Dos Santos D. (Eds.). Dinosaurios y paleontología desde América Latina, Proceeding del III Congreso Latinoamericano de Paleonología 235-245. EDIUNC, Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza

Vezzosi, R. I. 2015. Diversidad de los mamíferos del Pleistoceno de la Provincia de Santa Fe, Argentina: aspectos taxonómicos, bioestratigráficos y paleobiogeográficos relacionados. Tesis Doctoral (inédita), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, La Plata, Buenos Aires, Argentina, 870 pp.

Vezzosi, R .I. 2016. Diversidad de los mamíferos del Pleistoceno de la Provincia de Santa Fe, Argentina: aspectos taxonómicos, bioestratigráficos y paleobiogeográficos relacionados. Mastozoología Neotropical 23: 215-217.

Vezzosi, R. I., Schmidt, G. I. y Brunetto, E. 2009. Un Proterotheriinae (Proterotheriidae: Mammalia) en el Pleistoceno tardío-Holoceno temprano (Lujanense) de Santa Fe. XXIV Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, San Rafael, Mendoza. Libro de Resúmenes p. 62.

Vezzosi, R. I., Giordano, G., García, F. y Molinengo, M. B. 2014. Asociaciones no análogas de mamíferos en la Formación Tezanos Pinto (Pleistoceno tardío-Holoceno temprano) para el sur de la provincia de Santa Fe: Implicancias paleoclimáticas y cronológicas. 78º Reunión de Comunicaciones Científicas de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral (ACNL). Rosario, Santa Fe 11R.

Vezzosi, R. I., Brunetto, E. y Flores, D. 2017. An intertropical opossum (Mammalia, Marsupialia, Didelphidae) from the late Middle–Late Pleistocene of austral South America, Historical Biology. DOI: 10.1080/08912963.2017.1354181

Zurita, A. E. 2007. Sistemática y evolución de los Hoplophorini (Xenarthra, Glyptodontidae, Hoplophorinae. Mioceno tardío-Holoceno temprano). Importancia bioestratigráfica, paleobiogeográfica y paleoambiental. Tesis Doctoral (inédita), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, La Plata, Buenos Aires, Argentina, 363 pp.

Zurita, A. E., Carlini, A. A. y Scillato-Yané, G.J. 2009. Paleobiogeography, biostratigraphy and systematics of the Hoplophorini (Xenarthra, Glyptodontoidea, Hoplophorinae) from the Ensenadan Stage (early Pleistocene to early-middle Pleistocene). Quaternary International 210: 82-92.

Zurita, A. E., Scarano, A. C., Carlini, A. A., Scillato-Yané, G. J. y Soibelzon, E. 2011a. *Neosclerocalyptus* spp. (Cingulata: Glyptodontidae: Hoplophorini): cranial mor-

phology and palaeoenvironments along the changing Quaternary. Journal of Natural History 45 (15-16): 893-914.

Zurita, A. E., Oliveira, E. V., Toriño, P., Rodriguez-Bualó, S. M., Scillato-Yané, G. J., Luna, C. y Krapovickas, J. 2011b. On the taxonomic status of some Glyptodontidae (Mammalia, Xenarthra, Cingulata) from the Pleistocene of South America. Annales de Paléontologie 97: 63-83.